

SÉRIE A n° 555

N° D'ORDRE

1280

THÈSES

PRÉSENTÉES A

LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

EMMANUEL DE MARTONNE

1^{re} THÈSE. — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes
de Transylvanie (Karpates méridionales).

2^e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 20 novembre, devant la Commission d'examen.

MM. G. BONNIER. *Président.*

VÉLAIN.
HAUG. } *Examineurs.*



PARIS

LIBRAIRIE CH. DELAGRAVE

15, RUE SOUFFLOT, 15

1907

SÉRIE A N° 555

N° D'ORDRE

1280

THÈSES

PRÉSENTÉES A

LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

EMMANUEL DE MARTONNE

1^{re} THÈSE. — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes
de Transylvanie (Karpates méridionales).

2^e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 24 novembre, devant la Commission d'examen.

MM. G. BONNIER. *Président.*

VÉLAIN..... } *Examineurs.*
HAUG..... }



PARIS

LIBRAIRIE CH. DELAGRAVE

15, RUE SOUFFLOT, 15



UNIVERSITÉ DE PARIS

FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

MM.

Doyen.
Doyen honoraire.

Professeurs
honoraires.

P. APPELL, professeur. Mécanique rationnelle.
G. DARBOUX, professeur. Géométrie supérieure.
L. TROOST.
Ch. WOLF.
J. RIBAN.

Professeurs.

LIPPMANN Physique.
BOUTY Physique.
BOUSSINESQ Phys. mathém. et Calcul des probabilités.
PICARD Analyse supérieure et Algèbre supérieure.
H. POINCARÉ. Astronomie mathémat. et Mécan. céleste.
Yves DELAGE. Zoologie, Anatomie, Physiol. comparée.
G. BONNIER Botanique.
DASTRE Physiologie.
DITTE Chimie.
GIARD Zoologie. Évolution des êtres organisés.
KÖNIGS. Mécanique physique et expérimentale.
VELAIN Géographie physique.
GOURSAT Calcul différentiel et Calcul intégral.
CHATIN Histologie.
PELLAT Physique.
HALLER Chimie organique.
JOANNIS Chimie (Enseignement P. C. N.).
JANET Physique (Enseignement P. C. N.).
WALLERANT Minéralogie.
ANDOYER Astronomie physique.
PAINLEVÉ Mathématiques générales.
HAUG Géologie.
TANNERY Calcul différentiel et Calcul intégral.
RAFFY Application de l'Analyse à la Géométrie.
HOUSSAY Zoologie.
N. Zoologie, Anatomie, Physiologie comparée.
N. Chimie biologique.
N. Physique.
N. Chimie.
PUISEUX Mécanique et Astronomie.
LEDUC Physique.
HADAMARD Calcul différentiel et Calcul intégral.
MATRUCHOT Botanique.
MICHEL Minéralogie.
DAGUILLON Botanique.
BOUVEAULT Chimie organique.
BOREL Théorie des fonctions.
PRUVOT Anatomie comparée.
CAULLERY Évolution des êtres organisés.
A. GUILLET.

Professeurs adjoints.

Secrétaire.

A Monsieur CHARLES VÉLAIN

PROFESSEUR A LA SORBONNE

HOMMAGE RESPECTUEUX



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41553017_0029

RECHERCHES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES ALPES DE TRANSYLVANIE

(KARPATES MÉRIDIONALES)

BIBLIOGRAPHIE

Cette liste bibliographique n'est pas un répertoire complet. On en a volontairement éliminé les notices d'intérêt purement touristique, les ouvrages où la géographie physique n'est traitée qu'en passant et d'après des documents de seconde main, enfin les publications d'intérêt exclusivement paléontologique et de date trop ancienne.

1° CARTES

1. — **Uebersichtskarte von Central Europa.** 1/750.000. Vienne. Feuilles D 4, E 4, F 4.

2. — **Generalkarte von Central Europa.** 1/300.000. Vienne. Feuilles N 9 (Hermannstadt), O 9 (Kronstadt), P 9 (Galatz), M 10 (Orsova), N 10 (Craiova), O 10 (Bucarest).

3. — **Harta României.** 1/200.000. Bucarest, en cours de publication. Feuilles parues : Buzeu 5 E, Ploiesti, 6 E.

4. — **Charta României tiparit în stabilimentulu artisticu allu lui. C. Szathmary.** 1/57.600. Bucarest (carte de la Valachie levée par l'état-major autrichien, sous la direction du maréchal général de Fligely, en 1856-57. Actuellement très rare. Édition lithographique en sept couleurs, relief en hachures, très peu de cotes).

5. — **Spezialkarte des Oesterreichisch-Ungarischen Monarchie.** 1/75.000. Vienne. Zone 22, col. XXIX à XXX; zone 23, col. XXVII à XXXIV; zone 24, col. XXVII à XXXIV; zone 25, col. XXVII; zone 26, col. XXVI à XXVII. — Zone 27, col. XXV à XXVII.

Les feuilles frontières, dans les éditions antérieures à 1900, donnent le figuré du relief du sol en territoire roumain, d'après la carte de Szathmary, sans les courbes de niveau de 100 en 100.

6. — **Statul Major General al Armatei. Institutul Geographic. Harta României.** 1/50.000. Bucarest. En cours de publication.

Les feuilles parues sont les unes en trois couleurs (réduction héliographique des minutes au 1/20.000,

forêts teintées en vert, eaux en bleu), les autres en sept couleurs (gravure d'après les minutes). Les premières sont d'une lecture difficile. Le nombre des cotes est toujours considérable, les courbes sont filées, et le travail très soigné pour les collines et les terrasses.

7. — **Toula (Fr.)** Geologische Uebersichtskarte der Balkan-Halbinsel. 1/2.500.000. Peterm. Geogr. Mitt., 1882. Taf. 16.
8. — **Carte géologique internationale de l'Europe.** 1/1.500.000. Berlin, f. 32.
9. — **Draghiceanu (M.)** Geologische Uebersichtskarte des Koenigreiches Rumänien. 1/800.000. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt. XXXX, 1890. Taf. 3.
10. — **Carte géologique de la Hongrie** publiée par la Société géologique de Hongrie avec le concours de l'Institut Royal géologique de Hongrie et de M. A. de Semsey. 1/1.000.000. Budapest, 1896.
11. — **R. von Hauer.** Geologische Uebersichtskarte der Oesterreichisch-Ungarischen Monarchie, f. VIII. Siebenbürgen. 1/576.000. Vienne, 1873.
12. — **Harta Geologică generală a României** lucrăta de Membri Biuroului Geologic sub directiunea dlui Grigorie Stănescu. 1/172.000. Bucarest. En cours de publication.
13. — **Draghiceanu (M.)**. Carta geologica a Judetului Mehedinti. 1/450.000. Bucarest, 1882 (v. n° 42).
14. — **Nopcsa (Fr.)**. Geologische Uebersichtskarte der zwischen Gyulafehérvár, Deva, Ruszkabánya und der Landesgrenze gelegenen Gegend 1/200.000 Mitt. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt XIV, 1906.
15. — **Primics.** Geologische Uebersichtskarte der Fogaraser Alpen. 1/300.000 (v. n° 123).
16. — **Popovici-Hatzeg.** Carte géologique des environs de Sinaia. 1/200.000 (v. n° 122).
17. — **Murgoci (G. M.)**. Harta geologica a Muntilor Urde, Muntin și Găuri. 1/50.000 (v. n° 104).
18. — **Murgoci (G.-M.)**. Schita geologica a masivului Paringu. 1/200.000 (v. n° 165).
19. — **Murgoci (G. M.)**. Geologische Karten aus dem Paringu Stock. 1/10.000 et 1/25.000 (v. n° 106).
20. — **Mrazec (L.) et Murgoci (G.-M.)**. Carte schématique montrant la distribution des schistes cristallins dans les Carpathes méridionales (pas d'échelle), 1903 (v. n° 97).
21. — **Mrazec (L.)**. Esquisse géologique des environs de Bumbesci (pas d'échelle indiquée, 1/75.000) (v. n° 94).
22. — **Schafarzik.** Geologische Kartenskizze der Umgebung von Borlova und Pojana Mörul 1/130.000 (v. n° 129).
23. — **Schafarzik.** Geologische Kartenskizze der Umgebung des Retyezat (v. n° 130).
24. — **Schafarzik.** Carte géologique du Bas-Danube 1/115.000 et carte géologique des environs de Mehadia et des Bains d'Hercule 1/75.000 Földt. Közl. 1903.
25. — **Stefanescu (Sabbu)**. Carte géologique des terrains tertiaires de Roumanie. 1/1.000.000. 1897 (v. n° 140).

26. — **Zujovic**. Geologische Uebersichts karte des Konigreichs Serbien. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt. XXXVI_a (voir n° 176).

2° MÉMOIRES ET ARTICLES

27. — **Ackner (J.-M.)**. Mineralogie Siebenbürgens mit geognostischen Andeutungen Hermannstadt. 1855.

28. — **Adda (Koloman von)**. Geologische Verhältnisse von Kornia, Mehadika und Pervova in Krasso-Szörenyer Comitete. Jahresber. d. K. Ungar. geolog. Anstalt für 1894, p. 104-128.

29. — **Andrä (C.-J.)**. Auszug aus dem Bericht über eine in Jahre 1851 unternommene geognostische Reise durch die südwestlichen Punkte des Banats, der Banater Militärgrenze und Siebenbürgens. Verh. u. Mitt. d. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. IX, 1858, p. 98, 114-128.

30. — **Andrussow**. Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens. (Verh. k. k. Geol. Reichsanstalt. 1895, p. 189-197.)

31. — **Alimanesteanu (C.)**. Comunicare asupra sondagiului din Barăgan (Communication sur le sondage du Bărăgan). Bucarest, 1895, in-8°, 52 p.

32. — **Alimanesteanu (C.)**. Sondagiul din Bărăgan (Marculesti). Extr. Bull. Soc. géogr. rom., 1896, 30 p., 2 pl.

33. — **Bergeron (J.)**. Observations relatives à la structure de la haute vallée de la Jalomita (Roumanie) et des Carpathes roumaines. Bull. Soc. géolog. de Fr., 4^e série, t. IV, 1904, p. 54-77 (résumé : Observations relatives à la haute vallée de la Jalomita (Roumanie). C. R. Acad. d. Sc., CXXXVII, 1903, p. 1009-1011.

34. — **Bieltz**. Bericht über die geol. Uebersichtsaufnahme von Siebenbürgen (Verh. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. 1860).

35. — **Bittner (A.)**. Valenciennenschichten aus Rumänien. Verh. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt, 1884, p. 311-312.

36. — **Boué (A.)**. Coup d'œil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmarosh, la Transylvanie, etc. Mém. Soc. géolog. de Fr., 1^{re} série, t. II, 1833, p. 215-235.

37. — **Cholnoky (Eug. V.)**. Die wissenschaftliche Erforschung des Alföld (Abrégé Földrajzi Közlemenyek XXXII, 1905, p. 175-180).

38. — **Cobălcescu**. Studii Geologice asupra unor tarmuri terciare din unele parti ale României (Etudes géologiques sur certains horizons tertiaires de quelques parties de la Roumanie). Mem. Geol. ale Scolei militare din Jasi; Bucarest, 1883. 250 p.

39. — **Coquand (H.)**. Sur les Gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. Bull. Soc. Géol. de Fr., 2^e série, t. XXIV, 1867, p. 505-570.

40. — **Cvijic**. La Période glaciaire dans la Péninsule des Balkans. Annal. de Géogr., t. IX, 1900, p. 359-372.

41. — **Cvijic**. Die Tektonik der Balkanhalbinsel mit besonderer Berücksichtigung

der neueren Fortschritte in der Kenntniss der Geologie von Bulgarien, Serbien, und Makedonien (C. R. Congrès internat. de Géologie, Vienne, 1903); 1904, p. 347-370; carte 1/1.200.000.

42. — **Czirbuz Geza.** A Godjan Gugu hegység (Föddrajzy Közlemenyek, XXXIII, 1905, p. 190. Abrégé : Das Godjan-Gugu Gebirge, p. 60-63).

43. — **Czirbuz Geza.** Das Czarku-Gebirge. Ibid. XXX, 1904. Abrégé, p. 46-60.

44. — **Draghiceanu (M.).** Avuția minerală a județului Mehedinți (Les Richesses minérales du département de Mehedinți). Bull. Soc. Géogr. Rom., 1883, p. 55-64; carte 1/450.000.

45. — **Draghiceanu (M.).** Mehedinți Studii geologice, tehnice, și agronomice, cu privire particulăra asupra mineralelor utile (Mehedinți, Études géologiques techniques et agronomiques particulièrement sur les minéraux utiles); Bucarest, 1885. 202 p., carte.

46. — **Draghiceanu (M.).** Studiile geologice miniere în România (Études de géologie minière en Roumanie). Bull. Soc. Géogr. Rom.; 1899, p. 121-142.

47. — **Draghiceanu (M.).** Coup d'œil sommaire sur l'hydrologie de la plaine roumaine; Bucarest, 1895.

48. — **Draghiceanu (M.).** Les Tremblements de terre de la Roumanie et des pays environnants. Contribution à la théorie tectonique; in-8°, 84 p., 2 cartes; Bucarest, 1896.

49. — **Draghiceanu.** Studii asupra hidrologiei subterane din Oltenia (Etudes sur l'Hydrologie souterraine de l'Olténie), Bucarest, 34 p., 1905.

50. — **Fischer.** Geologische Karte von Siebenbürgen. Verh. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt, 1870, p. 137.

51. — **Foetterle (F.).** Reisebericht über die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Topletz, Mehadia, Kornia und Petnik in der Roman. Banater Militärgrenze Verh. d. K. K. Geolog. Reichsanst., 1869, p. 265.

52. — **Foetterle (F.).** Die Gegend zwischen Turnu Severin, Tirgu Jiului und Krafova in der kleinen Walachei. Verh. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt, 1870, p. 234-235.

53. — **Fontannes.** Contribution à la faune malacologique des terrains tertiaires de la Roumanie. Archives Mus. d'hist. nat. de Lyon, t. IV; 1886, p. 311-365.

54. — **Fuchs (Th.).** Geologische Studien in den jüngeren Tertiärbildungen Rumäniens. Neues Jahrb. f. Mineralogie, etc.; 1894, I, p. 111-170.

55. — **Halavats (J.).** Der Artesische Brunnen von Szentes Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ungar. Geol. Anstalt. VIII, 1886-90, p. 165-195.

56. — **Halavats.** Die Geolog. Verhältnisse des Alföld zwischen Donau und Tisza. Jahrb. k. Ungar. geol. Anst. 1897).

57. — **Halavatz.** Géologie des vallées du Danube et de la Tisza. Trav. de régularisation et d'endiguement en Hongrie. Publication du Service des eaux. Budapest, 1900.

58. — **Hauer (R. von).** Das Burzenländer Gebirge. Verh. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt, 1851, p. 20.

59. — **Hauer (R. von) et G. Stache.** Geologie Siebenbürgens, in-8°, 636 p.; Vienne, 1863 (3^e édition non modifiée, 1885).

60. — **Hauer (R. von)**. Geologische Uebersichtskarte der Oesterreichisch-Ungarischen Monarchie Bl. VIII Siebenbürgen. Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt; 1873, p. 71 à 116.
61. — **Heer (O.)**. Über die Braunkohlen-Flora des Zsilly-Thales in Siebenbürgen. Verh. d. K. K. Geolog. Reichsanst., 1872, p. 148.
62. — **Hofmann (K.)**. Das Kohlenbecken des Zsilythales in Siebenbürgen, aus den Arbeiten der Ung. Geol. Ges. auszugsweise übersetzt von Th. Fuchs (Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst., XX, 1870, p. 523-560).
63. — **Herbich (Fr.)**. Geologische Streifungen in Altdurchbrüche Verh. u. Mitt. d. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss., XVII, 1866, p. 172.
64. — **Herbich (Fr.)**. Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteilen. Mitt. a. d. Jahrb. d. K. Ungar. Geolog. Anstalt., V, 2, 1878.
65. — **Inkey (Bela von)**. Geotektonische Skizze der westlichen Hälfte des Ungarisch-Rumänischen Grenzgebirges. Földtany Közlöny, XIV, 1884, p. 116-121.
66. — **Inkey (Bela von)**. Die Transsylvanischen Alpen vom Rotenturmpasse bis zum Eisernen Tor. Math. u. naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn, IX, 1892, p. 20-53.
67. — **Iannescu (G.)**. Studii de geografie militara, Oltenia si Banatul. Bucarest, 1894 (Études de géographie militaire, Olténie et Banat).
68. — **Iannescu (G.)**. Aliniamente geografice ale României. Bull. Soc. Geogr. Rom., 1895, p. 255 (les Alignements géographiques de la Roumanie).
69. — **Koch (A.)**. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenburgischen Landesteile Ier Teil Paleogene Ab. teilung. Mitt. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt. X, 1894, p. 178-397, 3 pl.
70. — **Kudernatsch (J.)**. Geologie des Banater Gebirgszuges Sitzber. d. K. Akad. d. Wissensch., Wien, XXIII, 1857.
71. — **Lessmann**. Die Gegend von Turnu Severin bis gegen den Berg Schigleu (Verh. k. k. geol. Reichsanst.; 1871).
72. — **Lehmann (P.)**. Beobachtungen über Tektonik und Gletscherspuren im Fogarascher Hochgebirge (Zeitschr. d. Deutschen. Geolog. Gesellschaft, 1881, p. 115).
73. — **Lehmann (P.)**. Die physischen Verhältnisse des Burzenlandes. Verh. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, 1882, p. 182-190.
74. — **Lehmann (P.)**. Das Thal von Petroseny. Verh. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1884.
75. — **Lehmann (P.)**. Die Südkarpaten zwischen Retyezat und Königstein Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1885.
76. — **Lehmann (P.)**. Rumänien (Kirchoffs Länderkunde. T. III).
77. — **Lehmann (P.)**. Schneebeziehungen und Gletscherspuren in den Transsylvanischen Alpen (IX, Jber. d. Geogr. Ges. Greifswald, 1905).
78. — **Loczy (L.)**. A Retyezat tavairol. Foldrajzy Köszlemenye, XXXII, 1904, p. 224-233. (Abrégé : Ueber die See des Retyezat-Gebirges, p. 63-71.)

79. — **Martonne (E. de)**. Sur la Période glaciaire dans les Karpates méridionales, C. R. des Séances de l'Acad. des Sc. Paris, 27 nov. 1899, t. CXXIX, p. 894-897.
80. — **Martonne (E. de)**. Sur l'Histoire de la vallée du Jiu, id., 4 décembre 1899, p. 978-980.
81. — **Martonne (E. de) et Murgoci (G. M.)**. Sondage et Analyse des boues du Lac Gâlcescu, id., 2 avril 1900.
82. — **Martonne (E. de)**. Le Levé topographique des cirques de Gauri et Gâlcescu (massif du Paringu), Bull. Soc. Ingénierior. Bucarest, IV, 1900, 42 p., 2 fig., carte 1/10.000.
83. — **Martonne (E. de)**. Contribution à l'étude de la période glaciaire dans les Karpates méridionales, Bull. Soc. Géolog. de France, 3^e série, XXVIII, 1900, p. 275-319, 3 fig.
84. — **Martonne (E. de)**. Recherches sur la période glaciaire dans les Karpates méridionales, Bull. Soc. d. Sc. de Bucarest, IX, 1900, 60 p., 7 fig., 4 pl.
85. — **Martonne (E. de)**. Nouvelles Observations sur la période glaciaire dans les Karpates méridionales, C. R. Acad. d. Sc. Paris, 11 févr. 1901, t. CXXXII, p. 360-363.
86. — **Martonne (E. de)**. Sur les Mouvements du sol et la Formation des vallées en Valachie, C. R. Acad. d. Sc. Paris, 6 mai 1901, t. CXXXII, p. 1140-1143.
87. — **Martonne (E. de)**. Remarques sur le climat de la période glaciaire dans les Karpates méridionales, Bull. Soc. Géolog. de Fr., 1902, 4^e sér., II, p. 330-332.
88. — **Martonne (E. de)**. La Crue du Jiu au mois d'août 1900 (Ann. Institut Météorolog. de Roumanie, 1900, t. XVI, Bucarest, 1903.
89. — **Martonne (E. de)**. La Valachie. Essai de monographie géographique, in-8°, 387 p., 5 cartes, 12 pl., Paris, 1902.
90. — **Martonne (E. de)**. Rumänien (Bibliographie de la Roumanie), Geograph. Jahrbuch., XXVI, 1903, p. 35-53 et XXXIX, 1906, p. 106-113.
91. — **Martonne (E. de)**. La Période glaciaire dans les Karpates méridionales, C. R. Congrès international de Géologie de Vienne, 1903; Vienne, 1904, p. 691-702, carte.
92. — **Martonne (E. de)**. Sur l'Évolution du relief du plateau de Mehedinți (Roumanie), C. R. Acad. d. Sc., 25 avril 1904, t. CXXXVIII, p. 1058-1060.
93. — **Martonne (E. de)**. Sur la Plate-Forme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie, ibid., p. 1440-1442.
94. — **Martonne (E. de)**. Sur les Terrasses des rivières karpatiques en Roumanie, ibid., 1904, t. CXXXIX, p. 226-227.
95. — **Martonne (E. de)**. Sur l'Évolution de la zone des dépressions subkarpatiques en Roumanie, ibid., p. 316-318.
96. — **Martonne (E. de)**. Sur le Caractère des hauts sommets des Karpates méridionales, extr. C. R. Congrès pour l'avancement des Sc. Bucarest, 1903; Bucarest, 1905, 6 p., 1 pl.
97. — **Martonne (E. de)**. L'Évolution morphologique des Karpates méridionales, C. R. Congrès international de Géographie de Washington 1904; Wash., 1905, p. 138-145.

98. — **Martonne (E. de)**. Notice sur les reliefs du Paringu et de Soarbele (Karpates méridionales). Bull. Soc. Geogr. Rom. 1906, p. 143-167, 2 pl. — Abrégé : sur deux Plans en relief du Paringu et de Soarbele (Karpates méridionales) exécutés d'après des levés topographiques inédits, C. R. Acad. d. Sc. Paris, 25 juin 1906.
99. — **Meschendörfer (J. T.)**. Die Gebirgsarten des Burzenlandes Verh. und Mitt. d. Siebenbürg. Ver. Hermannstadt, XI, 1860, p. 236-249, 255-287.
100. — **Meschendörfer (J. T.)**. Der Geologische Bau der Stadt Kronstadt und ihres Gebietes Beiträge zu einer Monographie der Stadt Kronstadt, in-8°, 1892.
101. — **Montessus de Ballore (F.)**. La Roumanie et la Bessarabie sismique. Ann. Institut météorol. de Roumanie, 1901, t. XVII; Bucarest, 1905, p. B 57-78.
102. — **Mrazec (L.)**. Feuille Vârciorova-Turnu Severinu; extr. Bull. Soc. Sc. phys. Bucarest, 1895, 3 p.
103. — **Mrazec (L.)**. Considérations sur la zone centrale des Karpathes roumains, extr. Bull. Soc. d. Sc. phys. de Bucarest; 1895, 12 p.
104. — **Mrazec (L.)**. Ueber die Anthracitbildungen des S. Abhanges der Südkarpathen Akadem. Anzeiger, 1895, n° 27, 4 p.
105. — **Mrazec (L.)**. Note sur la géologie de la partie S. du haut plateau de Mehedinti; extr. Bull. Soc. Sc. phys. de Bucarest; 1896, 8 p.
106. — **Mrazec (L.)**. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone des Karpathes roumains; extr. Archives d. Sc. phys. et natur., Genève, 1897, 5 p.
107. — **Mrazec (L.)**. Partea de E. a munților Vulcan. Dare de seama asupra cercetarilor geologice din vara 1897, in-8°, 39 p., 1 pl., Bucarest, 1898 (la Partie orientale des monts Vulcan, compte rendu des recherches géologiques de l'été 1897).
108. — **Mrazec (L.)**. Quelques Remarques sur le cours des rivières en Valachie, Ann. Mus. Geolog. de Bucarest 1896; Bucarest, 1898, 55 p., 1 pl.
109. — **Mrazec (L.)**. Sur l'Existence d'anciens glaciers sur le versant Sud des Karpathes méridionales, Bull. Soc. des Sc. Bucarest, VIII, 1899, 2 p.
110. — **Mrazec (L.)**. Contributions à l'histoire de la vallée du Jiu., extr. Bull. Soc. d. Sc. Bucarest, VII, 1891, 12 p., 2 pl.
111. — **Mrazec (L.)**. Contribution à l'étude de la dépression subkarpatique, ibid., VII, 1900, 2 p.
112. — **Mrazec (L.)**. Distribution géologique des zones pétrolifères en Roumanie. Moniteur des Intérêts pétrolifères; Bucarest, 1902, extr., 10 p.
113. — **Mrazec (L.)**. Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales. C. R. Congrès géolog. internat. de Vienne 1903; Vienne, 1904, p. 631-648, 2 pl.
114. — **Mrazec (L.)**. Despre presenta Bartonianului in Judetul Prahova (An. Acad. Rom. 2, XXVIII).
115. — **Mrazec (L.) et Murgoci (G. M.)**. Dare de seama asupra cercetarilor geologice din vara 1897 Munții Lotrului, Bucarest, 1898, 32 p., 1 pl.
116. — **Mrazec (L.) et Teisseyre (W.)**. Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. Monit. d. intérêts pétrolifères. Bucarest,

1902, n^{os} 43 à 51 (tirage à part, 55 p., 1 carte). (Même travail publié en résumé sans nom d'auteur dans Roumanie. Les Monopoles de l'Etat, Exposition universelle de Paris, 1900; Buc., 1900, le Sel, p. 88-100. — Résumé allemand: Das Salzvorkommen in Rumänien Oesterreich. Zeitschr. für Berg-und Hüttenwesen, LI, 1903, 19 p., carte.)

117. — **Mrazec (L.) et Teisseyre (W.)**. Über oligocäne Klippen am Rande der Karpaten bei Bacau. Ein Beitrag zur Tektonik der Rumänischen Karpaten Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt LI, 1901, p. 235-246.

118. — **Mrazec (L.) et Teisseyre (W.)**. Travaux de la commission du pétrole. Bucarest, 1905, 82 p. (pas de nom d'auteur, les détails géologiques sont dus principalement à Mrazec et Teisseyre).

119. — **Mrazec et Teisseyre**. Comunicare preliminară asupra structurii geol. a regiunii Campina Bustenari (An. Acad. Rom. 2, XXVIII, 1906, 20 p. 2 pl.).

120. — **Murgoci (G. M.)**. Calcarele și fenomene de eroziune în Carpații meridionali (clina română) (les Calcaires et les phénomènes d'érosion dans les Carpathes méridionales (versant roumain), Bull. Soc. d. Sc. de Bucarest, VII, 1898, p. 84-113.

121. — **Murgoci (G. M.)**. Masivul Pârîngu. Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897, Bucarest, 1898, in-8°, 33 p., 1 pl. (le Massif Pârîngu. Compte rendu sur les recherches géologiques de l'été 1897).

122. — **Murgoci (G. M.)**. Contributions à l'étude pétrographique de la zone centrale des Carpathes méridionales. Les Serpentes d'Urde, Muntin et Gauri (Massif du Pârîngu). Ann. Mus. Geol. Buc. 1898, Bucarest, 1898, 69 p., 1 carte.

123. — **Murgoci (G. M.)**. Grupul superior al cristalinelui în masivul Pârîngu. Dare de seamă de cercetări geologice vara 1898 (le Groupe supérieur du cristallin dans le massif du Pârîngu. Compte rendu de recherches géologiques de l'été 1898, Bull. Soc. Inginerilor, III, 1899, 28 p., 2 pl.

124. — **Murgoci (G. M.)**. Ueber die Einschlüsse von Granat-Vesuvianfels in dem Serpentin des Pârîngu Massifs. Bucarest, 1901, 113 p., cartes.

125. — **Murgoci (G. M.)**. Gisements du Succiin de Roumanie. Extr. Mém. Congrès de Iasi de l'Assoc. Roum. pour l'avancement des Sc., Buc., 1903, 34 p., 1 carte.

126. — **Murgoci (G. M.)**. Tertiary formations of Oltenia with regard to salt, petroleum, and mineral springs. Journ. of geology Chicago, t. XIII, 1905, p. 670-711.

127. — **Murgoci (G. M.)**. La Grande Nappe de charriage des Carpathes méridionales (tirage à part de 3 notes intitulées: Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales, CR. Acad. d. Sc., 3 juillet 1905; — Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales, ibid., 31 juillet 1905; — Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes méridionales, ibid., 4 septembre 1905).

128. — (Voir aussi n^{os} 70 et 103.)

129. — **Nopcsa (Fr. baron)**. Jurabildungen aus dem Zslythale, ibid., t. XXX (1900), p. 321-322.

130. — **Nopcsa**. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Deva, Ruszka-

banya und der Rumanischen Ladesgrenze. Mitt. aus dem Jahrb. d. k. Ungar. geol. Anstalt, XIV, 1905, p. 93-279. Carte, 82 fig.

131. — **Pax (F.)**. Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Karpathen, in-8°, 269 p., Leipzig, 1898.

132. — **Peters (K.)**. Ueber die geographische Gliederung der unteren Donau. Sitzungsber. d. K. K. Akad. d. Wiss. Wien Mathemat. Naturwiss. Kl. 1865.

133. — **Peters (K.)**. Die Donau und ihr Gebiet eine geologische Skizze, Leipzig, 1876.

134. — **Phleps**. Durchforschung des Cibingebiets. Verh. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. 1894.

135. — **Popovici-Hatzeg (V.)**. — Note préliminaire sur les calcaires tithoniques et néocomiens des districts de Museel, Dimbovitza et Prahova (Roumanie), Bull. d. Soc. Géol. de Fr., 3^e série, t. XXV, 1897, p. 549-553.

136. — **Popovici-Hatzeg (V.)**. Sur l'âge des conglomérats de Bucegi (Roumanie), *ibid.*, p. 669-675.

137. — **Popovici-Hatzeg (V.)**. La Grotte de Schitu Jalomitza. Bull. Soc. inginerilor Bucarest, t. I, 1897, 9 p.

138. — **Popovici-Hatzeg (V.)**. Étude géologique des environs de Câmpullung et de Sinaia (Roumanie). Paris, 1898, in-8°, 220 p.

139. — **Primics (G.)**. Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten Rumänischen Gebirges. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ungar. geol. Anstalt., 1884, t. IV, p. 283-315.

140. — **Redlich (K. A.)**. Ein Beitrag zur Kenntnis des Tertiärs im Bezirke Gorju. Verh. d. K. K. geol. Reichsanst., 1895, p. 330-334.

141. — **Redlich (K. A.)**. Geologische Studien in Rumänien. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst. für 1896, p. 77-83 et 492-502.

142. — **Redlich**. Reisebericht aus Rumanien 1898. Jber. d. Ges. z. Forderung d. naturhist. Erforsch. d. Orientes 1898.

143. — **Redlich**. Geologische Studien in Gebiet des Olt. und Oltetzthales in Rumänien, *ibid.*, 1899, p. 1-28, 2 pl.

144. — **Rehman (A.)**. Géographie de l'ancien domaine polonais, t. I^{er}, les Carpates (en Polonais), Lemberg, 1895, 657 p. (anal. détaillée par Eug. V. Romer., Mitt. d. K. K. Geogr. Ges. Wien, 1896, p. 241-299).

145. — **Reinhard (M.)**. Der Coziagneis in den Rumänischen Karpaten. Bucarest, 1906, 103 p. 2. pl.

146. — **Schafarzik (Fr.)**. Daten zur Geologie des Csernathales. Bericht über die geologische Detailaufnahme in Jahr. 1889. Jahresber. d. K. Ungar. Geolog. Anstalt für 1889, t. VIII, 1891, p. 142-155.

147. — **Schafarzik**. Ueber die geol. Verhältnisse der Umgebung von Orsova, Jes-salnitza und Ogradina Jber. k. Ung. Geol. Anst. f. 1890, 1892, p. 141-158.

148. — **Schafarzik**. Geologische Verhältnisse der Umgebung von Koruiareva. Iber. k. Ung. Geol. Anstalt f. 1894, p. 94.

149. — **Schafarzik**. Die geol. Verh. der Umgeb. von Eibenthal-Uybanya, Tidzovicza und Svinicz. Ibid. (1895), 1894, p. 140-159.

150. — **Schafarzik**. Die Geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pojana Mörul., *ibid.* (1897), 1899, p. 120-156.

151. — **Schafarzik**. Ueber die geologischen Verhältnisse der SW. Umgebung von Klopotiva und Malomviz, *ibid.* (1898), 1901, p. 124-155.

152. — **Schafarzik**. Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und der Geschichte des Gebietes am Eisernen Tore an der unteren Donau, Földtany Közlöny, 1903, p. 402-444, carte et coupes.

153. — **Sevastos (Romulus)**. Les Terrasses du Danube et du Séreth. L'âge du défilé des Portes de Fer, Bull. d. Soc. Géol. de Fr., 4^e série, t. III, 1903, p. 669-670.

154. — **Sevastos (Romulus)**. Observations sur le défilé des Portes de Fer et sur le cours inférieur du Danube, *ibid.*, t. IV, 1904, p. 666-678.

155. — **Simionescu (J.)**. Ueber die Geologie des Quellgebietes der Dâmbovieoara (Rumänien). Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst., 1898, p. 9-52.

156. — **Simionescu (I.)**. Geologia Romanisi, literatura geologica. (Acad. Rom. Public. Fondului Adamachii n° 18, 1906), 51 p. Bibliographie de 347 numéros.

157. — **Stefanescu (Gr.)**. Relation sommaire des travaux du Bureau géologique pendant la campagne de 1882, Ann. Bur. Geolog. Bucarest (1884), t. II, 1886.

158. — **Stefanescu (Gr.)**. Sur le Terrain quaternaire de la Roumanie et sur quelques ossements des mammifères tertiaires et quaternaires du même pays. Bull. Soc. Géol. de Fr., 8, I, 1872, p. 119.

159. — **Stefanescu (Gr.)**. Note sur le bassin tertiaire de Bahna. *Ibid.*, I, 1877, p. 287-393.

160. — **Stefanescu (Gr.)**. Relation sommaire des travaux du Bureau géologique pendant la campagne de 1883. *Ibid.*, 1886.

161. — **Stefanescu (Gr.)**. Relation sommaire sur la structure géologique dans les Judete de Tutova, Falcui, Covurlui, Jalomita et Ilfov. Ann. Mus. de Géolog. Bucarest (1895), 1898.

162. — **Stefanescu (Gr.)**. Cutremurile de pământ in România in timp de 1391 ani, de la anul 455 până la 1874. An. Acad. Rom., 2^e série, t. XXIV, 1901 (les Tremblements de terre de Roumanie pendant l'espace de 1391 ans, depuis l'année 445 jusqu'à 1874).

163. — **Stefanescu (Sabba)**. Mémoire relatif à la géologie du Judet de Doljiu, Ann. Biuroului Geolog. (1882-83), Bucarest, 1889, p. 320-459.

164. — **Stefanescu (Sabba)**. Memoriu relativ la geologia Judetului Argesiu, *ibid.* (1883-84), Bucarest, 1884, p. 115-147.

165. — **Stefanescu (Sabba)**. Mémoire relatif à la géologie du Judet de Mehedinți, *ibid.* (1883-84), Bucarest, 1888, p. 150-315.

166. — **Stefanescu (Sabba)**. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie; Contribution à l'étude stratigraphique, in-4°, 178 p., cartel, Lille, 1897.
167. — **Suess (Ed.)**. La Face de la terre, trad. Emm. de Margerie, t. I^{er}, p. 636-650.
168. — **Teisseyre**. Geologische Untersuchungen in Districte Buzeu in Rumänien. Verh. k. Geol. Reichsanstalt, 1897, p. 159.
169. — **Teisseyre**. Ueber die Tectonischen Verhältnisse der Subkarpaten am Ialomitza Fluss. Ausz. Congr. Soc. Rom. p. S. In. sc. 1905.
(Voir aussi nos 115, 116, 117, 118, 119.)
170. — **Toula (Fr.)**. Materien zu einer Geologie der Balkanhalbinsel. Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst., t. XXXIII, 1883, p. 61-114.
171. — **Toula (Fr.)**. Ueber den Durchbruch der Donau durch das Banatergebirge. Schr. d. Ver. z. Verbreit. d. naturwiss. Kenntn, Wien, t. XXXIII, 1896, p. 237-296, 5 pl.; carte géologique.
172. — **Toula (Fr.)**. Eine Geologische Reise in die Transylvanischen Alpen Rumäniens, *ibid.*, t. XXXVII, 1897.
173. — **Toula (Fr.)**. Eine Geologische Reise in die Transylvanischen Alpen Rumäniens. Vorläufige Mitteilungen aus dem Tagebuch. Neues Jahrb. f. Mineralogie, etc., 1897, t. I^{er}, p. 142-188, 221-255.
174. — **Toula (Fr.)**. Der Gegenwärtige Stand der geologischen Erforschung der Balkanhalbinsel und des Orients. C. R. Congrès géol. internat. Vienne (1903), 1904, p. 175-330 (1314 nos; carte au 1/3.500.000).
175. — **Uhlig**. Die Karpaten dans : Bau und Bild Osestreichs. Vienne, 1903.
176. — **Zujovics**. Geologische Übersicht des Koenigreichs Serbien. Jahrb. k. k. geol. Reichsant. 1886, XXXVI, p. 71-124.
-

RECHERCHES
SUR
L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE
DES
ALPES DE TRANSYLVANIE
(KARPATES MÉRIDIONALES)

INTRODUCTION

La chaîne des Karpates est généralement considérée par les géographes comme commençant au Nord du Danube vers Presbourg et s'étendant jusqu'aux Portes de Fer, où elle retrouve le grand fleuve. Dans ce vaste arc de cercle on distingue aisément trois parties, différentes par les orientations dominantes, les dimensions verticales et horizontales, les traits du relief, de la géologie stratigraphique et tectonique. Au Nord, entre la March, la Vistule, le San, la Theiss et le Danube, se groupent en un massif presque aussi étendu dans le sens transversal que dans le sens longitudinal, une série de chaînes où domine la direction Est-Ouest, où la tectonique a encore un caractère alpin, et où la diversité des aspects physiques est en rapport avec une variété très grande de la géologie. Ce sont les Karpates septentrionales, qui comprennent le point culminant de toute la chaîne karpatique (Gerldorfspitze, 2.663 m., dans la haute Tatra). Entre le col de Ducla et la percée du Buzeu, la chaîne est très réduite comme largeur et comme altitude; elle est presque exclusivement composée de flysch plissé régulièrement en chaînes orientées du Nord-Ouest au Sud-Est. Ce sont les Karpates médianes. Enfin à l'Ouest du Buzeu jusqu'aux Portes de Fer s'étend une région très différente des deux précédentes. Les terrains cristallins y dominent. Les altitudes n'atteignent pas

celles de la Tatra, mais les sommets dépassant 2.000 mètres sont beaucoup plus nombreux que dans aucune autre partie des Karpates. Aussi, malgré une largeur relativement faible du bombement montagneux, qui ne s'étale un peu qu'à l'Ouest, le relief est dans l'ensemble extrêmement massif. Cette région est désignée de plus en plus sous le nom de Karpates méridionales, préférable pour certains auteurs à celui plus ancien d'Alpes de Transylvanie.

L'étude de cette contrée d'un accès difficile nous a occupé pendant dix ans; nous y avons consacré quatorze mois de recherches sur le terrain en 1898, 1899, 1900, 1903 et 1906. Le présent travail a pour but de résumer les résultats acquis touchant l'évolution du relief du sol.

On trouvera peut-être téméraire un pareil essai dans un pays si imparfaitement connu au point de vue topographique et géologique. Non seulement nous n'avons pas de carte géologique détaillée de la région, mais seule la partie située en territoire hongrois est entièrement représentée à une échelle inférieure au 1/100.000. La carte au 1/50.000 de l'état-major roumain n'est pas poussée plus loin à l'Ouest que la Dâmbovitza. Nous avons trop vivement senti les difficultés qui résultent d'un pareil état de choses pour essayer d'en atténuer les inconvénients. Si l'on songe cependant combien minime est la fraction de la surface du globe qui nous est connue par des cartes topographiques et géologiques détaillées, on reconnaîtra qu'y limiter l'effort d'interprétation du relief du sol, c'est se condamner à ignorer presque tout.

Les Karpates méridionales sont loin d'être parmi les régions les plus mal partagées. Malgré les difficultés des communications, ces montagnes ont attiré de nombreux géologues depuis cinquante ans. Aux efforts non coordonnés ont peu à peu succédé des travaux suivis, inspirés souvent par des besoins pratiques (enquêtes sur le sel et le pétrole en Roumanie). Des cartes géologiques à des échelles variant entre le 1/50.000 et le 1/200.000 ont été publiées pour un certain nombre de régions; la stratigraphie des formations sédimentaires du Banat a été éclaircie par Schafarzick; Mrazec nous a donné un tableau à peu près définitif du système cristallin des Alpes de Transylvanie; des monographies comme celles de Popovici Hatzeg sur les environs de Sinaia, de Mrazec et Teisseyre, sur les terrains salifères, ont précisé la structure des parties les plus intéressantes de la Munténie. Tous ces renseignements restent encore épars; ils n'ont pas été synthétisés par une carte géologique d'ensemble à échelle suffisamment détaillée, mais ils existent, et l'on peut se demander si, pour certaines régions,

la géologie ne nous est pas mieux connue que la topographie. Celle-ci cependant est fixée, au moins pour tout le versant hongrois, par la carte autrichienne au 1/75.000. La carte de Szathmary au 1/57.600, gravée d'après les levés expédiés des officiers autrichiens en 1857, donne pour le versant roumain une image très grossière du relief, suffisante en général pour l'orientation, mais sans aucune utilité pour des recherches morphologiques de détail.

Dans ces conditions, l'application des méthodes de la géographie physique moderne n'est pas sans difficulté, mais ne paraît pas impossible. Les résultats ne sauraient évidemment passer pour définitifs; ils gardent quelque chose de l'indécision des premières hypothèses faites sur un pays peu connu. Les procédés de recherches appliqués sur le terrain sont ceux qu'on pourrait recommander à un explorateur désireux d'étudier spécialement le relief du sol. Il a paru utile de les indiquer sommairement.

1° *Levés topographiques.* — C'est surtout pour la haute montagne que l'insuffisance de la cartographie se fait sentir. Pour étudier les formes de topographie glaciaire et particulièrement les cirques, nous avons dû faire des levés au 1/10.000 qui ont été exécutés à la planchette au moyen de la règle à éclimètre du colonel Goulier. Ces levés ont été complétés et étendus parfois sur un assez grand espace par des reconnaissances à la boussole Peigné et des tours d'horizon sur planchette avec la règle à éclimètre, permettant d'obtenir un grand nombre de points par recoupement. C'est ainsi notamment qu'a été construite la carte au 1/25.000 du Parângu d'où dérive le relief reproduit dans cet ouvrage.

Tous les cirques et toutes les hautes vallées que nous avons visités ont été représentés par des croquis sans échelle en courbes fictives, basés sur l'inspection d'un certain nombre de points dominants, sur quelques visés à la boussole et quelques mesures barométriques. Le raccordement de ces levés expédiés nous a permis parfois de reconstruire complètement la carte sur une assez grande étendue, par exemple pour la région des sources de l'Argesh, dans les monts de Fogarash.

2° *Photographies.* — Plus d'un millier de clichés ont été exécutés au cours de nos diverses campagnes. Même les moins bons nous ont été d'un grand secours pour nous rappeler les conditions exactes du relief, et même nous ont parfois révélé des détails importants qui n'avaient pas frappé notre esprit sur les lieux, l'idée qui les explique ne nous ayant pas encore été révélée.

3° *Mesures d'altitude.* — La carte au 1/57.600 en hachures donne une

idée générale de la topographie du versant roumain des Karpates méridionales, mais, presque entièrement dépourvue de cotes d'altitude, elle est pour l'étude de l'évolution des formes d'une utilité très minime. Même la carte autrichienne au 1/75.000 est relativement avare d'altitudes précises. Nous avons donc attaché un prix spécial à la détermination du plus grand nombre possible d'altitudes. Nous y avons employé deux anéroïdes de montagne compensés, construits par Naudet, et un anéroïde du même constructeur réglé jusqu'à 1.000 mètres et présentant une plus grande exactitude pour les collines. Ces instruments ont été examinés avant et après chaque campagne, soit au Bureau central météorologique, à Paris, soit à l'Institut météorologique, à Bucarest. La courbe des corrections a été refaite deux fois au Bureau central météorologique par comparaison avec un baromètre normal jusqu'à des pressions inférieures aux pressions les plus basses que les instruments aient été amenés à subir. Ces anéroïdes étaient munis de cadrans altimétriques, mais les notations n'en ont été employées que pour contrôler l'exactitude spécifique de la lecture de pression. C'est cette lecture qui a fait la base du calcul d'altitude. La comparaison a été établie pour chaque point avec la moyenne barométrique diurne des deux stations les plus voisines. Ces données nous ont été obligeamment fournies par M. Hepites, directeur du service météorologique de Roumanie. Dans ma dernière campagne j'ai pu arriver à des résultats encore plus précis en installant un baromètre enregistreur dans une station voisine du massif exploré. L'heure de chaque lecture d'anéroïde ayant été notée, il devenait facile d'éliminer l'erreur provenant de la variation diurne.

Nous n'ignorons pas les inconvénients et les infidélités des anéroïdes. Mais nous croyons avoir employé tous les procédés susceptibles de réduire l'erreur au strict minimum. Il est d'ailleurs incontestable que l'usage du baromètre à mercure ne nous aurait pas permis d'obtenir la vingtième partie du nombre considérable d'altitudes déterminées. En admettant l'exactitude de ces altitudes à 10 mètres près, elles sont encore précieuses.

Cette exactitude est insuffisante pour l'étude des terrasses. Heureusement les régions de terrasses les plus intéressantes sont comprises dans la zone levée par l'état-major roumain, dont les cartes au 1/50.000, avec courbes équidistantes de 10 et même 5 m., fourmillent de cotes d'altitude.

4° *Dessins panoramiques.* — Dès nos premières campagnes nous nous sommes exercé à représenter les formes vues en perspective par

des croquis à main levée. Pour donner plus de précision à ces documents, nous avons eu dans la suite recours à la chambre claire. On trouvera reproduits dans cet ouvrage un certain nombre de panoramas ainsi exécutés. Il est inutile d'insister sur l'utilité d'un pareil exercice. Il ne fournit pas seulement des documents graphiques, capables d'illustrer les descriptions et de faciliter au lecteur d'un travail morphologique l'intelligence du texte; — il ouvre les yeux du dessinateur lui-même sur une foule de détails qui pourraient échapper à une vue d'ensemble. Le choix du point de vue a ici une importance plus grande encore que pour la photographie. Les questions techniques d'éclairage et d'heure n'y jouent pas le même rôle, et tout y est subordonné à l'intérêt scientifique.

Levés topographiques, mesures d'altitude, photographies, dessins panoramiques, voilà les principaux procédés d'investigation proprement géographique que nous avons employés. Nous avons été obligé de faire aussi porter nos efforts sur des recherches géologiques, d'autant plus nécessaires ici pour l'interprétation des formes du relief, que notre connaissance du sous-sol des Karpates méridionales est encore imparfaite. Pour ne pas perdre de vue le but de nos travaux, nous avons dû renoncer à toute recherche spéciale de fossiles. Nous nous sommes borné au relevé de coupes, en accordant une importance particulière à la tectonique et aux alluvions anciennes. Des courses faites avec MM. Mrazec et M. Murgoci dans la région cristalline du versant roumain, avec M. Nopcsa sur le versant hongrois, avec M. Popovici Hatzeg dans la zone secondaire de Sinaia-Câmpullung, enfin avec M. Sava Athanasiu dans la zone du flysch, nous avaient rendus familiers avec les facies pétrographiques. Nous avons soumis nos échantillons à M. Mrazec, qui a étudié spécialement les schistes cristallins.

Nous nous sommes efforcé de ne pas empiéter sur le terrain des recherches de nos confrères géologues et de réserver, autant que possible, notre temps et nos peines au rassemblement des matériaux topographiques. L'interprétation des formes du relief, tel est le but que nous nous proposons, et, pour l'atteindre, nous voulons d'abord tirer tout ce qui sera en notre pouvoir de l'analyse rigoureuse de ces formes, appuyée sur les lois générales du modelé terrestre. C'est à l'application de ce principe essentiel de la méthode géographique que les travaux de maîtres tels que Davis, de Lapparent, Penck, Richter, doivent leur originalité.

Est-il besoin de dire que les déductions tirées de l'analyse des formes

doivent s'accorder avec les données de l'histoire géologique? Quand ce contrôle est possible, et quand, par deux méthodes différentes, on arrive au même résultat, la conclusion acquiert une solidité toute particulière. Un désaccord apparaît-il au contraire entre les déductions tirées de l'étude morphologique et certains faits géologiques, on est en droit de soupçonner une erreur d'observation ou de raisonnement d'un côté ou de l'autre. Si la solidité des déductions géographiques est prouvée, une lacune doit exister dans l'enquête géologique, lacune qu'il est parfois impossible de combler, mais dont on peut souvent espérer la disparition grâce à des recherches futures.

Il y a donc double avantage, dans une étude telle que celle que nous avons entreprise, à s'attacher à l'analyse des formes : tout en restant sur le terrain proprement géographique, on est amené à soulever des questions géologiques dont l'importance échappe à une enquête purement stratigraphique. C'est ainsi que la géographie physique peut rendre à la géologie les services qu'elle doit à cette science.

La méthode morphologique est un instrument d'analyse dont géographes et géologues ont intérêt à se servir. Nous n'avons pas besoin d'en indiquer les procédés, qu'on verra appliqués ici particulièrement à l'étude de la haute montagne; mais il n'est peut-être pas inutile de souligner quelques-uns des principes auxquels il sera fait constamment allusion, moins pour exposer des idées qui commencent à devenir du domaine courant, que pour justifier l'importance que nous leur accordons et que nous les croyons appelées à prendre dans toutes les recherches géographiques.

Une montagne n'est point un bloc inerte, mais une sorte d'organisme animé d'une vie latente. Cette vie, que nous devons essayer d'expliquer, a créé des liens intimes entre certaines formes, témoignant de leur commune origine ou de leur âge. Il y a toute une famille de formes dues aux actions glaciaires, étroitement unies par une dépendance réciproque. Le cirque et les petits lacs de cirque, la vallée en auge avec ses épaulements, les moraines et les terrasses fluvio-glaciaires, se retrouvent toujours ensemble et dans la même position relative. L'apparition des formes glaciaires au milieu de formes dues à un autre agent d'érosion, introduit comme une note discordante dans l'harmonie de la topographie. Le premier résultat de l'analyse morphologique doit être de révéler ces discordances, indices précieux de l'histoire du sol.

La famille des formes dues aux influences éoliennes est encore la moins

bien connue. Au contraire, nous connaissons heureusement très bien la famille des formes dues à l'action des eaux courantes, qui est de beaucoup la plus importante et peut être considérée comme le type normal. L'observation suffit à montrer que la vie de toute montagne est un effort incessant vers la coordination des formes, et que les reliefs du même âge manifestent partout entre eux les mêmes relations.

Nous savons que les vallons secondaires sont inféodés à la grande vallée où ils débouchent. Qu'elle s'approfondisse, ils s'efforceront de la suivre, et les torrents s'encaisseront entre des berges escarpées. La grande vallée elle-même se transforme sans cesse, travaillant à régler l'écoulement des eaux vers la plaine voisine qui forme son *niveau de base*. Les manifestations souvent tumultueuses et brutales de la vie de la montagne, débâcles torrentielles, éboulements, avalanches, ne sont que des efforts vers la régularisation et la coordination générale. L'inondation étale les alluvions au fond de la vallée qu'elle aplanit. L'éboulement précipite les escarpements instables. Les torrents, en se multipliant et en élargissant leurs bassins, rongent le versant en pente rapide et s'éteindront d'eux-mêmes après bien des siècles, quand ils auront transformé en un plan doucement incliné l'ancien abrupt. L'érosion qui frappe dans les hautes montagnes par sa violence et par les contrastes de relief qu'elle avive constamment, travaille en réalité à faire disparaître petit à petit les inégalités du sol dues aux mouvements orogéniques, et à assurer aux eaux l'écoulement le plus régulier sur des pentes continues.

L'harmonie et la stabilité caractérisent une montagne où l'érosion a poursuivi pendant longtemps son œuvre. Le profil longitudinal des grandes vallées est devenu cette courbe parabolique tangente au niveau de base qui assure le meilleur écoulement des eaux et que les géographes ont appelée *profil d'équilibre*. Les vallées secondaires prenant comme niveau de base les vallées principales, ont la plupart réussi à atteindre le même résultat. Les versants, d'abord très raides, se sont adoucis sous l'influence du ruissellement et du ravinement, et les crêtes séparant chaque vallée ont dû par suite s'abaisser en prenant une forme arrondie. Si l'on veut chercher une expression pour caractériser l'état d'une montagne parvenue à ce degré d'évolution, il semble qu'on n'en saurait trouver une meilleure que celle de *maturité*. Les violentes et tumultueuses manifestations de la puissance de l'érosion ont disparu. A la *jeunesse* a succédé l'âge mûr. Tout est réglé en vue de l'économie des forces et de la régularité du travail.

Les changements si rapides antérieurs de la topographie sont maintenant presque imperceptibles. Cependant ils doivent normalement se poursuivre. La régularisation du profil d'équilibre est poussée jusqu'aux plus petits cours d'eau. L'abaissement de pente des versants atteint toutes les crêtes à un niveau qui peut être inférieur de plusieurs milliers de mètres à la surface primitive. Un manteau épais de produits de décomposition voile les montées, égalise le sol, l'aspect semble s'adoucir, et l'on peut dire qu'à la maturité a succédé la vieillesse. L'érosion des formes est poussée jusqu'à la dispersion presque totale de ces formes mêmes. À peine distingue-t-on les vallées des cols du terrain ondulé qui les séparent. Le cycle d'érosion, mangée par les mouvements tectoniques, est accompli. L'aspect d'un pays parvenu à cet âge ancien est caractérisé par le mot de *peneplaine*, créé par W.-M. Davis et devenu d'un emploi courant.

Nous ne connaissons guère d'exemple de montagne où l'érosion ait pu se poursuivre avec une pareille régularité et où l'on retrouve partant l'aspect de peneplaine. Nous devons en conclure que l'état naturel de la croûte terrestre est un état d'instabilité tel que le cycle d'érosion peut rarement s'achever normalement, et que s'il est poussé jusqu'au bout, de nouveaux mouvements du sol sont appelés à reprendre le relief détruit en réalité guère de région qu'on puisse dire modifiée en un seul cycle d'érosion.

L'analyse morphologique nous permet de le reconnaître en nous étudiant l'âge relatif des formes du terrain. Dans un pays où l'érosion s'est poursuivie normalement depuis les débuts de l'érosion, une certaine harmonie doit exister entre les différentes parties. Dans le stade de jeunesse, la nature des roches et les dislocations tectoniques peuvent multiplier les ruptures de pente: les captures récentes se manifestent par des irrégularités dans le profil des thalwegs. La maturité peut être atteinte dans les parties basses, alors que les régions les plus élevées sont encore en pleine jeunesse. Mais les rapports normaux de la vallée principale avec les vallées secondaires, de pente des versants avec celle des thalwegs, doivent se retrouver partout. Il est inadmissible que la vallée principale offre des caractères de jeunesse alors que les vallées secondaires présentent ceux de la maturité; que des escarpements s'observent au voisinage des thalwegs, que des cascades ou des rapides barrent une rivière importante, alors que des crêtes arrondies couvertes de produits de décomposition séparent les vallées. Un désaccord aussi flagrant, un pareil manque

bonnes cartes topographiques en courbes de niveau, quand l'enquête géologique aura abouti à la rédaction d'une carte assez détaillée, les générations de jeunes géographes qui se forment en Hongrie, en Roumanie et en Serbie pourront reprendre par le détail cette esquisse. A côté des erreurs et des lacunes qu'ils pourront y relever, ils trouveront posés aussi nettement que possible les problèmes fondamentaux de l'histoire morphologique des Karpates méridionales. Peut-être seront-ils amenés à confirmer quelques-unes des conclusions auxquelles nous sommes arrivés. Nous espérons en tout cas qu'ils tireront profit des observations accumulées.

Lyon, 30 décembre 1906.

CHAPITRE PREMIER

APERÇU TOPOGRAPHIQUE GÉNÉRAL. — LES PROBLÈMES.

Avant d'aborder l'étude détaillée d'une région aussi peu connue que les Karpates méridionales, il est nécessaire d'en préciser les caractères morphologiques et d'en fixer les divisions principales, ne fût-ce qu'à titre d'orientation. Les cartes existantes ne permettent pas toujours de saisir les traits les plus importants du relief, et l'indécision qui règne dans la nomenclature des grandes unités géographiques a besoin d'être autant que possible dissipée.

La meilleure représentation cartographique à une échelle réduite des Karpates méridionales est encore celle du Stieler (n° 20). Nous avons, dans notre ouvrage sur la Valachie, donné une carte hypsométrique au 1/1.200.000 qui représente les traits généraux du relief de toute la région étudiée dans ce travail.

On a plus d'une fois tenté de fixer la nomenclature et les divisions orographiques. Nous avons cherché à tenir compte des essais très sérieux de Pax (133), Rehmann (146) et autres. Sans entrer dans une discussion pour chaque cas particulier, nous indiquerons seulement les principes qui nous ont inspiré et qui expliquent les différences entre les noms et les divisions proposés par nous et nos devanciers.

Les éléments essentiels qui caractérisent une individualité orographique sont l'orientation des reliefs et dépressions, la prédominance de tel ou tel type morphologique (plateau ou crête, vallées larges ou étroites), le morcellement plus ou moins prononcé de la topographie, enfin la constitution lithologique du sous-sol, qui influe sur le modelé de détail et la tectonique qui en détermine les grands traits. Les limites naturelles d'une individualité orographique doivent toujours être des dépressions nettement marquées. Les noms doivent être autant que possible empruntés aux dénominations populaires élargies et généralisées. Le point culminant sera de préférence choisi pour dénommer un massif, celui du massif le plus important pourra être étendu

à un groupe plus vaste. Une vallée large, formant vraiment l'axe d'un groupe montagneux, correspondant à un trait fondamental de la tectonique et de l'histoire du sol, pourra donner son nom à un ensemble (Lotru, Cerna), mais non une vallée étroite, en gorge, sans rapport avec la tectonique (Sebes). Pour les grandes divisions, on cherchera à conserver les noms connus depuis longtemps, ou à n'employer que des dénominations faciles à retenir, empruntées à d'anciennes provinces historiques, non à des divisions administratives récentes. Le principe du respect des dénominations consacrées par l'usage nous a fait conserver les noms de monts de Fogarash et du Vâlcân. Nous croyons que les noms de Massif banatique, Massif transylvain, ont plus de chance d'être retenus que ceux de Monts du Triplex Confinium, Szaszsebes, ou de Krasso-Szörenyi¹.

Les Karpatés méridionales sont caractérisées par leur relief extrêmement massif et leur orientation d'ensemble Est-Ouest. C'est de toute la chaîne karpatique la partie dont l'altitude moyenne est la plus élevée. Les surfaces au-dessus de 1.000 mètres occupent 15 p. 100, celles au-dessus de 1.600 mètres 4,5 p. 100, alors qu'elles ne représentent que 3,3 et 0,4 p. 100 dans les Karpatés septentrionales². Ce caractère massif du relief s'expliquerait assez bien dans des montagnes calcaires comme les Alpes d'Autriche ou les plateaux du Karst illyrien; il peut paraître étrange dans des montagnes où dominent les schistes cristallins et qui passent pour faire partie d'une chaîne de plissement récent appartenant au système alpin. Nous espérons pouvoir l'expliquer plus tard.

L'orientation d'ensemble Est-Ouest est frappante sur une carte d'échelle moyenne. Elle s'efface cependant à l'Ouest du Jiu, où le versant roumain paraît limité à l'Est par un abrupt en arc de cercle. En même temps le bourrelet montagneux s'étale considérablement; sa largeur

1. La question orthographique est particulièrement difficile. En Roumanie, nous avons respecté l'orthographe roumaine, en transcrivant seulement le *t* et le *s* à cédille, suivant les principes généralement adoptés, en *tz* et *sh* (sauf dans les figures); nous avons conservé les voyelles sourdes *ă* (à peu près *e* muet français) et *â* ou *i* (son intermédiaire entre *i* et *u*). Il n'a pas paru nécessaire de transcrire les syllabes *ci*, *ce*, *ge*, *gi*, qui se prononcent à l'italienne.

En Hongrie la question est plus délicate. Les cartes nous montrent une nomenclature hétéroclite, en partie roumaine (souvent mal transcrite suivant l'orthographe allemande), en partie allemande (noms roumains traduits ou noms forgés), en partie magyare (noms roumains transcrits suivant l'orthographe magyare avec un luxe de *sz*, *csz*, *yi*, qui les rend méconnaissables, noms roumains traduits en magyar ou noms forgés). La seule nomenclature indigène est presque partout roumaine. Comment concilier le principe que la nomenclature géographique doit être la nomenclature populaire, avec la nécessité de pouvoir retrouver les noms sur les cartes? Nous avons cherché le plus possible à respecter la nomenclature populaire, en faisant seulement exception pour les noms allemands ou hongrois employés depuis longtemps et connus même dans le pays.

2. Mesures planimétriques sur la carte de TILLO (*Carte hypsométrique de la partie occidentale de la Russie d'Europe et des régions limitrophes*, par A. de Tillo, *Ann. de géographie*, t. V, pl. v).

passé de 50 à 100 kilomètres. Le raccordement avec le Balkan paraît évident. Le défilé des Portes de Fer n'est qu'une gorge étroite, le long de laquelle on retrouve de part et d'autre du fleuve les mêmes formations géologiques et les mêmes reliefs. Mais on ne saisit pas bien comment se fait la torsion presque complète de l'axe montagneux.

Le massif banatique. — L'ensemble de massifs élevés où s'opère ce changement de direction est une des régions les plus intéressantes à tous égards des Karpates méridionales. Il semble que c'est là qu'on doive chercher la clef des problèmes les plus importants. Nous proposons de donner le nom de *massif banatique* à ce groupe bien défini. Ses limites sont nettement marquées sur presque tout son pourtour par une série de dépressions et de bassins qui correspondent à des dislocations récentes du sol, à des rivages ou des chenaux des mers tertiaires. Au Sud, c'est le rebord même des hautes Karpates qui, de Bumbesti à Baia de Arama, domine une zone de terrasses où divaguent les rivières sorties de la montagne en des gorges sauvages, tandis que de Baia à Vârciorova une suite presque continue de hautes cimes calcaires se dressent au-dessus d'un plateau parfaitement nivelé. Au Nord, les bassins de Petrosheni et de Hatzeg forment dans la masse compacte des Karpates des dépressions larges et profondes unies par le couloir de Merishor.

Le bassin de Petrosheni rassemble à 600 mètres d'altitude les eaux des torrents descendus du Retiezat, du Parângu et du Surian, pour en former le Jiu, qui perce ensuite de part en part la chaîne karpatique. Nous verrons que les mers tertiaires y ont déposé, dans un golfe changé parfois en lagune, une puissante série de dépôts clastiques, plissés depuis en un synclinal très accusé. Un seuil insignifiant (750 m.) sépare les ruisseaux gagnant le bassin de Petrosheni de ceux qui descendent vers Hatzeg, et il est permis de se demander si cette dépression n'a pas été la voie normale d'écoulement des eaux du bassin de Petrosheni.

Le bassin de Hatzeg, plus bas encore (450 m.), communique lui-même avec la vallée du Temes par le seuil de la Porte de Fer transylvaine (656 m.) et la vallée de la Bistra. La limite du massif banatique est donc aussi nette au Nord qu'au Sud. A l'Ouest la limite est formée par la dépression de Temes-Cerna-Mehadika jalonnée par des dépôts néogènes.

Au Sud, au Nord et à l'Ouest, le massif banatique est nettement délimité. Ce n'est qu'à l'Est, entre les bassins de Petrosheni et de Târgu Jiu, que l'on peut chercher vainement une dépression accusée. La vallée du

Jiu, qui tout d'abord fixe l'attention sur une carte peu détaillée, n'est en réalité qu'une profonde gorge sciée dans un bourrelet montagneux continu, et sa position paradoxale est un des problèmes les plus délicats que nous aurons à étudier. Cependant le brusque relèvement de la masse montagneuse atteignant à l'Est de cette ligne 2.500 mètres montre que la percée du Jiu coïncide avec un changement réel dans la structure des Karpatés.

Tel que nous le définissons, le massif banatique est la partie la plus individualisée d'un ensemble plus vaste, qu'on pourrait étendre au Nord jusqu'au Marosh, et à l'Ouest jusqu'à la plaine du Temes inférieur. Les trois massifs, relativement peu élevés, qui se groupent autour de ce noyau sont : le massif de Poiana Rusca (point culminant, 1.380 m.), entre le Temes et le Streiu, la chaîne du Semeniciu (point culminant 1.455 m.), entre Temes et Nera, et les monts de Sretinie, entre la Nera, le Danube et la Cerna (point culminant, 1.194 m.).

Nous ne nous occuperons guère dans ce travail que du massif banatique proprement dit, dont les limites sont si nettement marquées par la nature.

Sa forme est celle d'un triangle à peu près équilatéral dont les trois côtés auraient 90 kilomètres. Il est intéressant de noter que les directions prédominantes des sommets et des vallées sont les mêmes que celles des côtés du triangle. La direction NE.-SW., qui est celle du bord de l'arc karpatique de Bumbesti à Vârciorova, se retrouve dans la vallée de la Cerna supérieure et celle du Jiul românesc qui la prolonge exactement au delà du col de Scoca, dans celles du Hideg et du Lăpuznic. C'est elle que reproduisent les cimes élevées de 1.900 à 2.200 mètres dominant à l'Ouest la haute Cerna du Dobrivir (1.934) à Piatra lui Iorgovan, en passant par Godeanu (2.229 m.) et Scărișhoara (2.223 m.). La ligne des récifs calcaires entre lesquels bondit la Cerna, les crêtes calcaires isolées comme Piatra Cloșanilor (1.427 m.) et Oslia suivent encore la même direction.

D'autre part, la direction N.-S., marquée par la dépression Caran-Sebesh-Mehadia, se trouve dans la chaîne du Gugu, qui se détache au Murariu de la chaîne du Godeanu, et dans le massif du Muntemicu. La direction E.-W. qui est celle de la limite septentrionale du massif banatique est représentée par la crête déchiquetée du Retiezat, culminant à 2.500 mètres, et par la chaîne qui suit la frontière roumaine des sources du Jiul românesc au défilé du Surduc. Enfin, une quatrième direction étrangère se manifeste concurremment avec la direction NE.-SW. dans le massif du Tzarcu : c'est la direction NW.-SE. (Poiana Nedeia, Murgani).

Cette multiplicité déconcertante des orientations est une des caractéristiques du massif banatique. Toutefois, malgré l'incohérence apparente du réseau des vallées, l'hydrographie présente une réelle unité. Nous avons là un des nœuds hydrographiques les plus importants des Karpates. Le Jiu et ses principaux affluents (Bistritza, Tismana, Motru), l'impétueuse Cerna, le Temes avec son affluent la Bistra, le Streiu formé du Lăpuznic et du Riul Bărbat, puisent leurs eaux à ce réservoir de pluies, qui reçoit les précipitations les plus abondantes de toutes les Karpates méridionales. Le point d'où semblent diverger toutes ces rivières est situé à peu près au centre du triangle. Il a exercé une influence réelle sur l'histoire politique des pays voisins. Le massif banatique, sauvage et inaccessible, a paru propre à séparer les peuples. Il a formé la limite de trois groupements anciens : la Transylvanie, le Banat et l'Olténie, et on a été chercher le point où devaient se couper les frontières au cœur même du massif, au point d'où, autant qu'on en pouvait juger alors, semblaient diverger les cours d'eau. C'est le *Triplex Confinium* des anciens géographes. Au point de vue orographique, ce point, qui n'a été déterminé exactement que depuis peu¹, n'a pas l'importance qu'on lui a jadis attribuée.

L'individualité du massif banatique n'est pas moins marquée au point de vue biologique qu'au point de vue physique. Les botanistes reconnaissent aux limites physiques que nous avons marquées le caractère de limites florales de premier ordre, aussi bien pour les plantes alpines que pour la flore de la zone forestière².

Au point de vue de la géographie humaine, cette région est une des plus fermées et des plus sauvages des Karpates. Entièrement peuplée de Roumains, sauf dans le bassin de Petroszeni, où l'exploitation des lignites attire une population cosmopolite, privée de ce ferment de civilisation qu'ont introduit ailleurs les colonies allemandes, c'est peut-être le coin le plus arriéré de tous les pays roumains. J'ai rarement vu villages plus misérables, population plus ignorante et plus hostile à l'étranger que celle des hautes vallées de cette région. L'impression est d'autant plus vive que les dépressions qui entourent de trois côtés ce triangle de montagnes âpres sont relativement très peuplées et assez prospères, soit à cause de la fertilité de leur terroir (dépressions subkarpatiques d'Olténie,

1. Une commission militaire de délimitation a encore remanié il y a dix ans et fixé définitivement en cet endroit la frontière entre le royaume de Roumanie et l'empire austro-hongrois.

2. Pax, *Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Karpaten*.

bassin de Hatzeg), soit à cause de leurs richesses minières (Petrosheni, Mehadia), soit à cause de leur caractère de voie de passage (Caran Sebes).

La vie pastorale est très développée dans ces montagnes; elle y a gardé des formes primitives qu'on ne retrouve guère ailleurs. La transhumance est régulièrement pratiquée. Repliée sur elle-même, la race roumaine s'est conservée ici plus pure qu'ailleurs. Les types sont plus beaux, la stature plus haute, les traits plus réguliers. Il est permis de se demander si ce n'est pas de là qu'est parti le mouvement de peuplement de l'Olténie au moyen âge.

Divisions du massif banatique. — Malgré son unité, le massif banatique se laisse aisément diviser en un certain nombre d'individualités montagneuses de deuxième ordre, grâce au réseau de vallées profondes et de direction variée qui le débitent en blocs et en chaînes ramifiées.

Une des plus nettes est le *groupe du Retiezat*, presque complètement isolé par les vallées du Lăpuznic et du Jiu românesc, par les bassins de Petrosheni et de Hatzeg, et rattachée seulement à la masse du Godeanu par un ensellement qui ne s'abaisse pas au-dessous de 1.900 mètres. Ce massif est le plus élevé de toute la région. Sa crête principale, constamment supérieure à 2.200 mètres et soutenue par des contreforts aussi hardis, s'étend de l'Est à l'Ouest sur une longueur de 14 kilomètres et donne ici à la haute montagne un aspect vraiment alpin. Des cirques grandioses au fond desquels brillent des lacs au milieu d'éboulis, à apparence morainique, s'offrent partout au regard, séparés seulement par des crêtes aux formes déchiquetées, des pics aux flancs abrupts, des cols étroits réduits à une arête où le montagnard ose seul s'aventurer. La vue de ces cirques rappelle le spectacle familier des hautes cimes des Alpes ou des Pyrénées, et leur liaison avec l'existence de glaciers pendant la période pleistocène semble au premier abord assez vraisemblable. Cette question est une de celles qui nous ont le plus vivement préoccupé dans nos recherches sur la haute montagne.

Les formes hardies de la crête principale du Retiezat frappent d'autant plus qu'elles s'élèvent au-dessus d'une sorte de plateau particulièrement bien conservé à l'Ouest et au Sud, tandis qu'au Nord il disparaît sous le ravinement des torrents très rapprochés qui descendent vers le bassin de Hatzeg. Ainsi, même dans cette montagne presque alpine, nous retrouvons le caractère massif du relief des Karpates méridionales.

Il domine entièrement dans le *groupe du Tzarcu*. Nous désignons sous ce

DIVISIONS GÉOGRAPHIQUES DES KARPATES MÉRIDIONALES

Tome I - 1906-1907.



E. de Martonne. — Évolution des Alpes de Transylvanie, Carte N°1.

Librairie CH. DELAGRAVE - PARIS.

nom un ensemble de croupes élevées oscillant entre 1.900 et 2.200 mètres, comprises entre les vallées du Lăpuznic et du Hideg à l'Est, et les limites Ouest et Nord du massif banatique (Bistra, Temes). La forme générale est celle d'un triangle dont la base orientée NE.-SW. suit la vallée Lăpuznic-Hideg et porte les points culminants (Tzarcu, 2.190 m.; Nevoia, 2.152; Virfu Petri, 2.165 m.; Petreanu, 1.898), le sol descendant lentement vers le Nord-Ouest par une série de contreforts et de vallées où domine la direction SE.-NW. Rien de plus frappant que le caractère monotone des hauts sommets de cette région. Ce sont de vastes plateaux où l'on peut errer des journées entières, comme sur une plaine aux formes indéterminées. Les aspects pittoresques, les escarpements, sont limités à des cirques entamant les flancs des croupes qui dépassent 2.000 mètres, mais qui sont encore séparés par de vastes étendues de plateaux. Ce caractère des sommets est d'autant plus inexplicable que si le massif du Retiezat est presque entièrement formé du même granite gneissique, nous avons affaire au contraire ici à des montagnes dans la composition desquelles entrent les roches les plus variées : granite et micaschistes, calcaires, grès et conglomérats.

Les hautes vallées du Hideg et du Lăpuznic sont séparées par un ensellement dont le point le plus bas est à 1.651 mètres. C'est par là que le *groupe du Tzarcu* se rattache à celui du *Godeanu*.

Nous avons choisi ce nom pour désigner une série de hauteurs assez semblables comme aspect général à celles du Tzarcu, qui s'étendent entre le Lăpuznic, le Riu mare et la haute Cerna. L'érosion des torrents affluents de la Cerna et du Lăpuznic a quelque peu dentelé la crête principale, qui, de Piatra lui Iorgovan à Isvoru Dragomiru, s'étend du NE. au SW., généralement supérieure à 2.100 mètres, mais souvent abaissée par des cols étroits jusqu'à 1.900 ou 2.000 mètres. Des contreforts puissants, au moins aussi élevés, et parfois plus massifs que la crête principale, l'appuient vers le Nord (Gugu, 2.294 m.; Scărishoara, 2.145 m.; Boreasco, 2.160 m.). Partout apparaissent des cirques qui donnent un aspect sauvage et pittoresque à la montagne lorsqu'on suit les vallées, mais qui font encore plus ressortir la monotonie des hauts sommets.

Les groupes du Retiezat, du Tzarcu et du Godeanu sont les individualités les mieux marquées du massif banatique. Vers le Sud, à partir d'Isvoru Dragomir, la montagne s'abaisse lentement vers le Danube. Le Dobrivir est la dernière cime qui dépasse 1.900 mètres. La Cerna marque l'orientation des crêtes principales, mais non la limite des hautes

montagnes. Sa vallée est une gorge dominée par des cimes calcaires qui attirent de loin le regard. Elle n'en est pas moins le trait géographique dominant de la région, qui doit ses formes hardies à l'érosion vigoureuse des torrents affluents. Aussi donnons-nous le nom de *monts de la Cerna* à cette partie du massif banatique.

Le dernier groupe que nous distinguons est celui des *monts du Vâlcan*. Nous conservons cette vieille dénomination, tirée du sommet par où passaient jadis les voies de communication effrayées par la sauvagerie de la gorge du Jiu. L'arête principale, qui n'atteint nulle part 2.000 mètres, est la continuation de la chaîne du Godeanu. Sa direction est E.-W. Des contreforts s'en détachent, descendant lentement vers le Sud, séparés par de profondes vallées et coupés au Sud par une ligne d'abrupts qui se suit de Bumbesti à Tismana, marquant le rebord des hautes Karpates. Au Nord, au contraire, c'est par une brusque rupture de pente que l'on descend sur la vallée du Jiu românesc. Le profil est nettement dissymétrique, comme dans le groupe du Tzarcu, mais l'abrupt est tourné vers le Nord. En outre, les altitudes sont moindres, les cirques absents. Quelques sommets de forme un peu hardie se montrent au Sud-Ouest : c'est la continuation des lambeaux calcaires des monts de la Cerna.

Telles sont les principales divisions du massif banatique. On ne doit pas cacher qu'elles sont établies pour la facilité de l'orientation et la commodité de l'exposition des faits géographiques. En réalité, toute la région présente une remarquable unité. Les groupes du Retiezat, du Tzarcu et du Godeanu particulièrement forment un bloc compact. Les vallées sont de véritables canyons atteignant jusqu'à 1.000 mètres de profondeur sur une largeur de 2 à 3 kilomètres. C'est là un des caractères les plus curieux du relief. Nous aurons à en rechercher la cause. En résumé, le *massif banatique* est la partie la plus massive des Karpates méridionales ; c'est aussi celle où les orientations sont le plus variées et où semble s'opérer le raccordement des Karpates avec le Balkan.

Le massif transylvain. — On pourrait lui opposer une seconde section qui prendrait le nom de *massif transylvain* et s'étendrait à l'Est de la ligne Hatzeg-Petrosheni-Surduc, limitée au Nord par la vallée du Marosh, les plaines de Fogarash et de Hermannstadt ; au Sud par l'abrupt qui marque le contact du cristallin avec les terrains tertiaires de Bumbesti à Câmpullung, à l'Est par le cours de la Dâmbovitza et le bas-

sin de Haromszeg. La forme générale de ce massif est celle d'un trapèze allongé de l'Est à l'Ouest. C'est cette direction qui prédomine d'ailleurs dans les alignements des hauteurs principales et dans la vallée du Lotru. L'ensemble est singulièrement moins massif que dans la région banatique. Les vallées du bas Lotru et de l'Oltu forment des dépressions larges et bien dessinées.

Celle de l'Oltu a une importance toute particulière. Depuis longtemps les géographes ont considéré avec étonnement ce fleuve qui perce de part en part toute la chaîne karpatique, au lieu de s'écouler comme les autres cours d'eau transylvains par les portes largement ouvertes vers la plaine hongroise. Nous essayerons de démêler les épisodes de l'histoire du sol qui peuvent expliquer cette curieuse anomalie. Mais dès à présent nous pouvons noter que la percée de l'Oltu est bien différente de celle du Jiu. Ce n'est pas une gorge étroite sur toute son étendue. Le fleuve déjà assez puissant qui s'étale dans la plaine de Fogarash s'engage près du village de Boitza, dans une vallée aux versants boisés semblable à celle d'un des torrents qu'il recevait auparavant de la montagne. Mais, après Căineni, l'horizon s'élargit, des îles apparaissent, des terrasses se montrent, on croirait avoir débouché déjà dans la région des collines de Valachie. D'un point élevé on découvre une sorte de vaste dépression que domine au Nord la silhouette imposante des monts de Fogarash et qui correspond à un bassin intérieur de flysh. Après avoir reçu le Lotru, le fleuve en sort par une vallée plus sauvage que le défilé de la Tour Rouge, et débouche définitivement à Calimanesti, dans la région des collines valaques.

La percée de l'Oltu n'est donc pas comparable à celle du Jiu. Elle correspond à un ensellement du bourrelet montagneux et à un bassin sédimentaire récent. C'est un trait géographique de premier ordre, et rien n'est plus naturel que d'y voir une ligne de démarcation naturelle.

A l'Est se trouve la partie la plus étranglée de toutes les Karpates méridionales. La largeur du bourrelet montagneux est réduite à 35 km., mais, comme pour compenser cette perte de surface, les altitudes s'élèvent ici plus que partout ailleurs. Une chaîne déchiquetée court de l'Est à l'Ouest, comptant plus de dix pics supérieurs aux points culminants du massif banatique. A l'Ouest, au contraire, la montagne paraît s'étaler, comme pour ménager une transition progressive aux conditions qui règnent dans les monts du Banat. Les altitudes sont généralement moindres; seul le Parângu offre un sommet de plus de 2.500 m. Ces contrastes de relief

reflètent fidèlement ceux de la tectonique; les plis, plus serrés à l'Est, s'écartent et se ramifient à l'Ouest. Ce n'est pas tout : le premier coup d'œil jeté sur une carte d'ensemble montre que les vallées longitudinales abondent à l'Ouest de l'Oltu (Lotru, Latoritza, Lotrioru, Jietzu), tandis qu'elles manquent complètement à l'Est.

A ces contrastes de relief on pourrait en ajouter d'autres empruntés à la biogéographie. Les études de Pax ont montré que la percée de l'Oltu est la ligne de démarcation la plus importante dans la géographie des plantes des Karpates méridionales. Elle forme la limite orientale extrême d'arbres aussi caractéristiques que le Pin d'Autriche, le Tilleul, le Lilas. Elle arrête une série de plantes de la zone forestière occidentale : *Thamus communis*, *Silene Cserni*, *Dianthus trifasciculatus*, *Saxifraga Rocheliana*, *Lathyrus Hallensteini*, *Seseli rigidum*, *S. gracile*, *Chrysanthemum macrophyllum*, *Hieracium Tavichei*. Une liste aussi considérable pourrait être dressée de plantes de haute montagne qui ne dépassent pas à l'Est cette limite; tandis que quelques saules (*S. glabra*, *S. Helvetica*), plusieurs gentianes et primevères, sont cantonnés sur les hautes cimes à l'Est de l'Oltu.

L'importance de la percée de l'Oltu n'est pas moins grande au point de vue humain. Par cette route, étranglée seulement à ses deux extrémités, se sont glissées au cœur de la montagne les populations roumaines fixées depuis les temps les plus reculés dans la basse vallée du Lotru. Par là passait, pendant les périodes les moins troublées, un commerce d'échanges relativement assez actif, entre la Valachie et la Transylvanie. Mais aussi cette porte attirait l'ennemi cherchant un passage vers le Nord. Plusieurs fois le tourbillon turc s'y engouffra, ruinant les monastères, et des batailles sanglantes y furent livrées. Actuellement une belle route, complétée depuis peu par une voie ferrée, suit la vallée de l'Oltu.

Nous proposons de conserver aux montagnes à l'Est de l'Oltu le nom ancien de *monts de Fogarash*, et d'étendre à tout l'ensemble de chaînes qui s'étale à l'Ouest le nom de *monts du Lotru*, désignation tirée de la vallée la plus importante de la région.

Monts du Lotru. — Les monts du Lotru sont nettement limités à l'Ouest par le Streiu, les bassins de Hatzeg et Petrosheeni et la percée du Jiu; — au Sud, par le rebord du massif cristallin des hautes Karpates, qui se trahit par un abrupt très accusé de Bumbesti à Calimanesti; — à l'Est, par la percée de l'Oltu; — au Nord par la vallée du Marosh et la dépression de Hermannstadt.

Grâce au développement des vallées transversales et à l'écartement des chaînes vers l'Ouest, il est facile d'y établir des divisions. L'individualité orographique la plus nette est le *massif du Parângu*. C'est là que sont atteintes les plus hautes altitudes (Mândra, 2.529 m.). La crête principale a dans l'ensemble une direction E.-W. Le profil en est nettement dissymétrique, le terrain s'abaissant beaucoup plus rapidement vers le Sud que vers le Nord. Néanmoins l'aspect de la montagne abordée par le Sud est celui de hautes croupes massives et monotones, tandis que le flanc Nord de la crête principale a presque un caractère alpin. Ce contraste est dû au grand développement des cirques sur le versant Nord. Sans ces cirques qui éventrent la montagne comme des carrières géantes, les parties les plus élevées seraient des dos de terrains arrondis, ou même des plateaux assez semblables à ceux du massif banatique. Tel est encore l'aspect de la crête principale depuis Găuri jusqu'à Mohoru, et des contreforts qui s'en détachent vers le Nord, séparant la haute vallée du Lotru de celle de Latoritza.

Le Parângu est prolongé vers l'Est par des chaînes moins élevées, dépassant rarement 2.000 m., et où dominent les formes arrondies des hauts sommets. Nous adoptons pour cet ensemble le nom de *Chaîne Căpățîna* tiré d'une longue croupe connue de tous les bergers, et s'étendant entre les points culminants Orsu et Balota.

Nous nous refusons à y étendre le nom de monts de Parângu. C'est déjà assez d'avoir appliqué à tout le massif que nous venons de décrire le nom de son sommet le moins élevé, parce que ce sommet frappe la vue des habitants de Petrosheni, et que c'est de là que les premiers géographes et les touristes sont partis pour l'explorer. Nous avons conservé une appellation désormais trop usitée pour être rejetée, mais nous ne pouvons l'étendre à des montagnes aussi différentes d'aspect. A l'Est du col de l'Oltetzu, ensellement profond qui marque pour nous la limite orientale du Parângu, on ne trouve presque plus trace des cirques qui caractérisent ce massif. Les formes hardies sont rares et dues uniquement à la présence de massifs calcaires. La forêt monte très haut et ne laisse à découvert que des crêtes arrondies. Les pentes les plus abruptes sont généralement tournées vers le Nord. Les torrents qui descendent au Lotru s'encaissent parfois en des gorges presque inaccessibles, avant d'atteindre la large et belle vallée qui s'étend de Voineasa à Brezoiu.

Nous avons déjà signalé cette zone déprimée qui s'étend à l'est de l'Oltu, jusque vers Titesti. C'est vraiment, à tous les points de vue, une petite région à part. Les pluies y sont relativement moins abondantes

que sur le versant exposé au Sud; la végétation y est celle des collines et des pentes inférieures des montagnes. La forêt de chênes mêlés de hêtres et de bouleaux a été en grande partie défrichée¹. Une population roumaine s'est établie là en effet et s'y est maintenue à l'abri des invasions qui déferlaient sur les plaines valaques. C'était là le vieux pays de *Lyrtvoï* dont parlent les chartes du treizième siècle, comme d'une terre occupée de toute éternité par les Roumains. Nous la désignerons sous le nom de *bassin de Brezoiu-Titesti*.

Au nord du Lotru et du Jietzu, la masse des monts du Lotru s'étale en un ensemble de chaînes où la direction E.-W., très nette au voisinage de l'Oltu, tourne insensiblement au SE.-NW. On ne peut accepter les dénominations proposées pour ces montagnes, l'une tirée du nom donné par les Allemands au cours supérieur du Sebesch et inconnu de la population exclusivement roumaine (monts du Mühlbach); l'autre dérivée d'une ville extérieure à la région montagneuse (Hermannstadt) et pour laquelle Roumains et Hongrois emploient un nom différent (Sibiu, Nagy-Szeben).

D'ailleurs, on peut distinguer dans cet ensemble deux parties, séparées par la vallée transversale du Sebesch, qui coule du Sud au Nord pour se jeter dans le Marosh. A l'Est sont les plus hautes altitudes. Les sommets supérieurs à 2.000 mètres sont nombreux (Balindru, Stefflesti, Căndrelu, etc.). Les orientations sont assez confuses, mais la direction Est-Ouest prédomine. A l'Ouest du Sebesch, l'altitude moyenne est bien moindre. Seul le Surian et le Virfu Petri dépassent 2.000 mètres. Ils jalonnent une crête principale, orientée NW.-SE. et se raccordant avec le Parângu par un ensellement qui descend à 1.600 mètres (Groapa Seaca, 1.595 m.). Nous proposons pour ces deux sections les noms de *groupe du Surian* et *groupe du Căndrelu*, tirés de leurs massifs les plus importants. Nous ne nous dissimulons point d'ailleurs que l'ensemble forme une région assez homogène, où se retrouvent partout les mêmes vallées encaissées, et les mêmes formes arrondies des sommets, sauf lorsqu'ils dépassent 2.000 mètres.

Ce caractère est, en somme, celui de toute la région des monts du Lotru, où le massif du Parângu est seul digne du nom de haute montagne, grâce au développement grandiose des cirques sur son versant Nord.

Monts de Fogarash. — Dans les monts de Fogarash, l'aspect alpin devient plus général. Lorsqu'on traverse, à la fin de l'automne, la plaine

1. Surface forestière, 25 p. 100. V. E. DE MARTONNE, *la Valachie*, p. 129-131.

de Fogarash et que, par un temps clair, le regard est attiré vers les hautes cimes couvertes de neiges, la crête dentelée qui se profile sur l'horizon rappelle la silhouette des chaînes alpines ou pyrénéennes. Même lorsqu'on aborde la montagne par le versant roumain, singulièrement moins abrupt, l'œil accoutumé aux formes de hautes croupes arrondies qui signalent partout ailleurs l'approche du massif cristallin est frappé par l'apparition de la double pyramide du Negoiu, se montrant par la brèche de l'Arges entre les sommets de la chaîne du Frunte, dès qu'on approche de Căpățineni. Cependant c'est du Nord que l'aspect de la montagne est le mieux défini, c'est surtout pour les gens de Fogarash que son individualité apparaît nettement, et l'on comprend qu'ils lui aient donné un nom, tandis que les Valaques n'y ont pas pensé. Nous avons donc conservé le nom de Fogarash, depuis trop longtemps porté pour qu'on puisse le remplacer par un autre, bien qu'il soit tiré d'un village éloigné du pied de la montagne et inconnu sur le versant roumain.

Le profil transversal des monts de Fogarash est nettement dissymétrique. La crête principale, rejetée vers le Nord, tombe, par un abrupt de 2.000 mètres de haut, sur la plaine de Fogarash où serpente l'Oltu. Vers le Sud, au contraire, le sol s'abaisse en pente douce jusqu'à une altitude de 1.200 mètres environ. Là, il se relève à 1.500-1.600 mètres, en formant une chaîne de sommets qui tombent par un abrupt plus ou moins bien marqué vers le Sud et sont percés en des gorges impraticables par les torrents descendus de la crête principale (Topologu, Argesh, etc.).

La chaîne septentrionale est celle qu'on aperçoit de Fogarash. Elle est nettement orientée de l'Est à l'Ouest, presque constamment supérieure à 2.000 mètres et découpée sur ses deux flancs par des cirques qui déchiquent la montagne en un sauvage fouillis de crêtes et de pics aigus. Les cols sont souvent réduits à une arête tranchante entre deux abîmes. Seul le Retiezat peut rappeler l'étrange beauté de ce monde vraiment alpin, mais il n'atteint pas des altitudes aussi élevées. On compte ici plus de vingt sommets supérieurs à 2.300 mètres. Trois dépassent 2.500 mètres (Negoiu, Capra, Moldovean). Nous gardons pour cette chaîne le nom de *chaîne de Negoiu*, proposé par Suess.

La chaîne méridionale, ou *chaîne du Ghitzu*, du nom du sommet le plus apparent pour le voyageur venant du Sud, est plus monotone, mais ses deux extrémités O. et E. sont assez curieuses. A l'Ouest on voit se produire une sorte de torsion vers le Sud, et le massif aux formes étranges du Cozia se projette en avant de près de 10 kilomètres. En réa-

lité, le Cozia est la continuation directe de la chaîne de Căpățina. Le sillon profond et étroit de l'Oltu, défilé sauvage et inhabité, n'est pas une séparation naturelle. Au contraire, un ensellement large et très net, marqué par une série de hameaux, de Băiasî à Bădinestî, isole les sommets déchiquetés des croupes arrondies du Frunte et du Ghitzu.

A l'autre extrémité, la chaîne subit une torsion en sens contraire. A l'est du Riu Doamnei, elle s'infléchit nettement vers le Nord-Est et s'élève rapidement, s'étalant en larges croupes bientôt supérieures à 2.000 mètres et entaillées par des cirques sauvages. Sans la Dâmbovitza, dont la haute vallée, décrivant un arc de cercle, vient trancher à l'Est ce massif puissant, le raccord serait complet avec la chaîne septentrionale, tant pour l'orientation que pour l'aspect alpin des cimes. Les altitudes sont même plus élevées (Iezeru, 2.407; Papusha, 2.426), le développement des cirques plus considérable, et le relief plus fouillé que dans la partie orientale voisine de la chaîne du Negoiu. Il est évident qu'il y a là une individualité orographique à part, que nous appellerons le *massif du Iezeru*.

Entre la chaîne septentrionale et la chaîne méridionale des Fogarash, s'étendent une série de croupes parallèles qui semblent être le résultat de l'érosion de rivières vigoureuses dans un plateau descendant en pente douce vers le Sud. C'est ce que nous appellerons, pour la commodité de la description, *la dépression centrale des Fogarash*. Quelle est l'origine de cette dépression, qui ne correspond à aucune vallée actuelle? C'est là peut-être le problème le plus important qu'offre l'étude des monts de Fogarash. Rien dans la tectonique ni dans la nature des roches, pas plus que dans la disposition du réseau hydrographique, ne peut l'expliquer. Que signifient les gorges impraticables par lesquelles les torrents descendus de la chaîne septentrionale percent la chaîne méridionale? D'autres questions se posent encore : quelle est la raison d'être du mouvement de torsion de la chaîne méridionale? Comment s'expliquer l'abrupt formidable par lequel la chaîne septentrionale tombe sur la plaine de Fogarash?

On voit que les monts de Fogarash, s'ils sont la partie la plus élevée des Karpates méridionales, en sont aussi l'une des régions les plus intéressantes au point de vue morphologique.

Monts de Bucegi. — La région comprise entre la Dâmbovitza et la Prahova n'est pas moins curieuse; c'est une zone très hétérogène, formant la transition entre les Alpes de Transylvanie et les chaînes karpatiques proprement dites.

Si le nom d'Alpes de Transylvanie doit être conservé, c'est bien en effet à la région de massifs élevés que nous venons de décrire qu'il convient de le réserver. Ces montagnes, presque entièrement formées de terrains cristallins, diffèrent de tout le reste des Karpates par leurs reliefs massifs et lourds, leurs sommets en forme de croupes ou de plateaux quand ils ne sont pas déchiquetés par des cirques sauvages, leurs vallées profondes et étroites, la rareté des passages et des cols. Au contraire, à l'Est de la Prahova commence une série de chaînes relativement peu élevées, mais bien dessinées, formées de flysch crétacé et tertiaire. Les orientations sont nettement en rapport avec un système de plissements bien défini. Les vallées forment un réseau aboutissant à de nombreux passages, et les hameaux remontent en le suivant jusqu'au cœur de la montagne.

Entre ces deux mondes aussi différents que possible, les *monts de Bucegi* forment une transition bien marquée. On y trouve encore de hauts massifs dépassant 2.000 mètres et dont les flancs sont ciselés de cirques. Le plus remarquable est le Bucegi, dont les formes pittoresques sont dues aux conglomérats gréseux du flysch et aux calcaires secondaires. Ces massifs élevés ne forment pas un tout homogène. Une large trouée ouvre un chemin à travers la montagne de la Dâmbovitza à la plaine de Haromszeg, antique voie de communication par laquelle se sont noués, depuis les temps les plus reculés, des liens naturels entre les populations roumaines des deux versants des Karpates, entre la vieille cité de Câmpullung et la ville à moitié allemande de Kronstadt (Brasov). Nulle part peut-être le monde karpatique ne se montre aussi ouvert qu'ici. Les hameaux, les maisons et les cultures forment une chaîne ininterrompue traversant la montagne par le col de Bran, le long de la vieille route, actuellement remplacée par une chaussée superbe. C'est donc bien à tous égards une région de transition à laquelle nous avons affaire. Même au point de vue géologique, elle mérite d'être considérée comme telle. La variété des aspects du relief reflète celle des roches, dont les faciès différents témoignent d'avancées et de reculs de la mer sur les bords d'un massif ancien.

L'hétérogénéité manifeste des monts du Bucegi rend facile la distinction des individualités orographiques. Pour ne pas multiplier les divisions, nous distinguerons seulement le *groupe de Bucegi* qui en forme la partie orientale et les *plateaux de Rucăr* à l'Ouest.

Le *groupe de Bucegi* est caractérisé par des altitudes très élevées et des formes massives. Le Bucegi proprement dit atteint 2.500 mètres.

Les conglomérats cénomaniens et les calcaires tithoniques prêtent des formes pittoresques aux escarpements grandioses qui s'écroulent à l'Est sur la vallée de la Prahova, au Nord et à l'Ouest sur la plaine de Brasov.

Les *plateaux de Rucăr* forment une large trouée entre le rebord du massif cristallin des Alpes de Transylvanie culminant à 2.400 mètres dans le Iezeru et les hauts sommets du groupe de Bucegi, qui semblent le résultat du dernier effort de la montagne pour atteindre aux formes alpines. Des gorges aux parois verticales sciées dans le calcaire, des bassins d'effondrement où se nichent les villages alternent avec des vallées élargies dans les grès et les marnes crétacées. Mais l'accident principal est la crête calcaire de Piatra Craiului, culminant à 2.241 mètres, qui oppose aux formes massives du Bucegi, et à celles du Iezeru, dont elle épouse la direction SW.-NE., l'élégance de son profil hardi.

La direction presque Nord-Sud de Piatra Craiului est aussi celle de l'ensellement du col de Bran; elle se manifeste encore dans la crête du Leota, elle domine dans le Bucegi. C'est là un des traits les plus curieux de la région, trait d'autant plus curieux qu'il va disparaître brusquement à l'Est de la Prahova.

Monts du Buzeu. — L'abrupt formidable par lequel le Bucegi s'écroule sur cette vallée (1.600 m. de distance verticale sur une largeur de 5 kil.) marque réellement une limite capitale dans l'arc karpatique méridional. Ici s'arrête définitivement la région à laquelle on peut étendre le nom d'Alpes de Transylvanie. Nous ne trouverons plus trace des aspects alpins du Retiezat ou des Fogarash. Aucune cime ne dépasse 2.000 mètres. Plus de cirques, plus de crêtes déchiquetées. Les sommets les plus élevés, formés par les mêmes conglomérats que le Bucegi (Csukas, Sireu, Penteleu) présentent seuls des escarpements pittoresques. Du haut d'un de ces sommets, on voit se dérouler un panorama uniforme de crêtes arrondies se ressemblant toutes, presque entièrement couvertes de forêts.

Les mêmes aspects se retrouveront dans toute la Moldavie et la Transylvanie orientale avec les mêmes terrains, grès, schistes et marnes du flysch crétacé et éocène. Il faudrait parcourir plus de 250 kilomètres vers le Nord pour retrouver les terrains cristallins. L'impression confuse qui se dégage au premier abord d'une vue d'ensemble s'éclaircit lorsqu'on envisage sur une carte assez détaillée la disposition du réseau hydrographique. On y reconnaît des orientations constantes, un double

système de vallées, les unes longitudinales, parallèles à l'axe des reliefs les plus élevés et au rebord de la montagne, les autres transversales, greffées perpendiculairement sur les premières. Cette disposition est celle des montagnes de plissement récent comme le Jura; c'est ce qu'on pourrait appeler le système jurassien. Elle se retrouve d'ailleurs dans toute la chaîne karpatique formée de flysch, et dans la zone extérieure des Alpes orientales qui a la même origine. Le relief est d'ailleurs en harmonie avec l'allure du réseau hydrographique.

Ce caractère nettement zoné suffirait pour différencier la région du flysch karpatique des Alpes de Transylvanie. Les conséquences de cette disposition du relief sur la géographie humaine sont faciles à comprendre : un réseau naturel de voies de communication s'ouvre à travers la montagne; le long des vallées, les hameaux remontent très loin; des défrichements imprudents en résultent, amenant le ravinement des versants marneux, et parfois des désastres.

La montagne, moins élevée et plus ouverte, se distingue à peine des collines; c'est encore là un des caractères particuliers de cette région. Si vers le Nord le bassin de Haromszeg forme une limite bien nette à la zone montagnieuse, celle-ci se prolonge vers le Sud et l'Est par de hautes collines jusqu'à la plaine elle-même. La démarcation est même ici singulièrement plus nette entre la plaine et les collines qu'entre les collines et la montagne. Nous aurons l'occasion d'expliquer cette structure spéciale à la région qui s'étend entre la Prahova et la Putna.

Pour la commodité des descriptions, nous désignons cette région sous le nom de *monts du Buzeu*. La vallée transversale du Buzeu pourrait être considérée comme séparant deux groupes montagneux : à l'Ouest le groupe du Csukas, où la disposition jurassienne des vallées n'est pas encore très marquée; à l'Est, le groupe du Penteleu, où le relief et l'hydrographie sont nettement jurassiens. D'autre part, une ligne passant par Comarnic, Brebu, Slănic, Măneciu, Pătărlage, Balanesci, Jitzia, séparerait assez exactement de la zone montagnieuse interne une zone externe de collines qui a, comme nous allons le voir, en plus d'un point les caractères d'une zone subkarpatique.

Pour justifier cette limite et reconnaître les caractères de cette zone, il nous faut passer à l'étude de la bordure des Karpates.

La bordure méridionale des Karpates. — Il est impossible de séparer la chaîne karpatique de sa bordure de collines et de plaines. Ce serait

s'exposer à ignorer les éléments peut-être les plus importants de la solution des problèmes qu'offre la structure de la haute montagne.

Le premier fait à noter est le contraste entre le versant septentrional ou hongrois et le versant méridional ou roumain. Au Nord, nous voyons un système de plaines et de larges vallées, séparant partout très nettement la montagne d'une région de collines qui n'a rien de commun avec elle. Au Sud, au contraire, l'union est toujours plus ou moins intime entre la montagne et les collines, qui ont le caractère d'un avant-pays. Parfois cette union va jusqu'à une fusion presque complète, comme dans les monts du Buzeu, où, depuis les sommets les plus élevés qui se dressent sur la ligne principale de partage des eaux jusqu'à la plaine valaque, se retrouvent la même structure jurassienne et le même plissement. Ailleurs, la limite est marquée par une ligne de dépressions plus ou moins nettes, mais qui n'ont jamais le caractère des bassins du versant Nord (Haromszeg, Fogarash, Hatzeg) et qui sont toujours dominées au Sud par de hautes collines formées de couches inclinées ou ondulées. Il y a en Roumanie une *zone subkarpatique*, il n'y en a pas en Hongrie.

Le trait principal de cette zone est formé par les dépressions que nous appelons *dépressions subkarpatiques*. C'est à l'Ouest de l'Oltu, dans la partie de la Roumanie connue depuis longtemps sous le nom d'Olténie, qu'elles sont le mieux marquées. Les cartes existantes ne les montrent qu'imparfaitement, mais il suffit de gravir les premières pentes de la montagne pour en reconnaître l'existence. Partout, dès que le regard peut s'étendre assez loin vers le Sud, on est étonné de voir, entre les collines dont les ondulations se suivent au loin et le rebord abrupt de la montagne, s'étendre des lambeaux de plaines où les rivières s'évalent. Vues de haut, ces dépressions ont l'air d'anciens bassins lacustres; après de fortes pluies, on y voit parfois des marécages. Pourtant la pente du sol y est encore assez forte, et les rivières y ont l'allure de torrents divaguant sur leur cône de déjection.

Cette zone est une des régions naturelles les plus nettes de l'Olténie. Son individualité se manifeste dans tous les aspects de la géographie physique et économique. Entre les sommets des Karpatès et les croupes des hautes collines arrosées par des pluies abondantes, elle offre des minima de pluviosité particulièrement nets autour de Târgu Jiu, Novaci et Vaideni¹. Son sol de marnes et d'alluvions souvent limoneuses a depuis

1. Voir ma carte pluviométrique de la Valachie dans *la Valachie*.

longtemps attiré les populations roumaines, qui ajoutent aux bénéfices de l'agriculture ceux de l'exploitation des forêts et des pâturages de la montagne. Aussi le défrichement a-t-il fait disparaître presque entièrement les forêts de chênes. Entre les hautes collines d'Olténie, où les bois couvrent encore 25 à 30 p. 100 de la surface, et les pentes forestières des Karpates, s'intercale ainsi une zone où les surfaces boisées tombent à 16 et même 8 p. 100, mais où la densité de la population s'élève en même temps à 70 et 86 habitants par kilomètre carré¹.

Les dépressions subkarpatiques sont particulièrement bien marquées à l'ouest du Jiu. La plus importante est celle de Târgu Jiu (230 m.), vers laquelle semblent converger les eaux. Nous aurons à étudier en détail l'origine de ces dépressions. Nous verrons que leur histoire est intimement liée à celle des mouvements du sol qui ont édifié les Karpates, et que les anomalies les plus curieuses du réseau hydrographique y trouvent leur explication.

La zone des dépressions subkarpatiques ne s'étend pas sur toute la bordure du massif banatique. Vers Baia de Arama elle s'arrête brusquement. Là, le sol s'élève rapidement vers le Sud, et la route de Turnu Severinu débouche, après une ascension pénible dans des ravins boisés et hérissés de blocs calcaires, sur un plateau qui s'étend jusqu'au Danube. Il y a là une région à part, dont l'individualité a été signalée pour la première fois par M. Mrazec. Nous l'appelons avec lui le *plateau de Mehedintzi*. Pour les géologues, c'est un fragment des Karpates; le sous-sol est le même que dans la haute montagne : schistes cristallins et trainées de calcaires mésozoïques. Pour le topographe, c'est une région de collines tabulaires, ou plus exactement un plateau très raviné; les vallées profondes et étroites, parfois réduites à des gorges inaccessibles, sont séparées par des croupes élevées d'une uniformité remarquable. L'altitude moyenne du plateau est de 500 mètres. Le climat en est rude, le sol ingrat. La population très clairsemée (20 habitants au kilomètre carré) est souvent très misérable.

Le plateau de Mehedintzi, s'il a attiré l'attention des géologues par ses richesses minières (lignite et minerais), n'est pas moins digne d'intérêt pour le géographe. Nous y retrouverons en plus petit les caractères des hauts sommets des Karpates : plate-forme nivelant des anciens plissements, érosion récente des rivières encaissées dans des vallées sauvages.

1. V. E. DE MARTONNE. *Recherches sur la distribution géographique de la population en Valachie*; Paris, 1902.

La limite de cette région singulière est nettement marquée à l'Ouest par l'abrupt des hautes Karpates formées de massifs calcaires aux formes pittoresques, au Sud par le Danube, au Nord par la dépression de Baia de Arama. Elle est moins nette à l'Est, où les collines tertiaires viennent s'appuyer sur la table de terrains anciens, et se manifeste seulement par un brusque élargissement des vallées à leur entrée dans les terrains miocènes moins résistants.

Dans toute l'Olténie, les collines s'abaissent lentement vers le Sud et le Sud-Est. Leur contact avec la plaine n'est nulle part marqué par un abrupt, la transition est généralement insensible des croupes en partie recouvertes de cailloutis quaternaires à la grande terrasse diluviale qui s'étend jusqu'au Danube. Les mêmes conditions se retrouvent à l'Est de l'Oltu jusqu'à la Prahova. Mais déjà la largeur de la zone des collines diminue en même temps que son altitude moyenne augmente et que sa soudure à la montagne devient plus intime.

Pour la commodité des descriptions, nous donnons les noms de *collines de Gorj*, *collines de Vâlcea* et *collines d'Argesh* aux sections comprises respectivement entre le Danube et le Gilortu, le Gilortu et l'Oltu, l'Oltu et la Prahova. Dans les collines de Vâlcea, la zone des dépressions subkarpatiques est déjà moins large et plus élevée que dans les collines de Gorj. Dans les collines d'Argesh, elle disparaît localement; des croupes élevées formant comme des contreforts de la chaîne du Ghitzu, s'appuient sur le massif cristallin et séparent les vallées de l'Argesh et du Vâlsan du Rîu Doamnei et du Rîu Tîrgului. La sortie de l'Argesh de la montagne à Corbeni-Arefu, celle du Rîu Tîrgului à Câmpullung, sont seules marquées par des dépressions bien nettes, que dominent au sud des sommets boisés atteignant 700 à 900 mètres.

La limite des Alpes de Transylvanie marque un changement radical dans la zone bordière comme dans la montagne. L'inspection d'une carte d'échelle moyenne peut faire croire à la disparition complète de la zone des collines, tant sa soudure est parfaite avec la zone des hauts sommets. Les dépressions subkarpatiques semblent définitivement évanouies. Une analyse détaillée des conditions topographiques est nécessaire pour interpréter ici les rapports de la zone subkarpatique avec la montagne d'une part et la plaine de l'autre. La publication des minutes de la carte roumaine à 1/50.000 permet de reconnaître l'existence d'une zone de hautes terrasses, développée surtout autour de Valeni de Munte, entre les vallées de Slănic et Bîsca, et autour de Negrilesti, entre la haute Zabala

et la Sushitza. Nous verrons que c'est l'équivalent des dépressions subkarpatiques observées plus à l'ouest.

Le contact avec la plaine est aussi remarquable. Tantôt il a lieu par un abrupt bien marqué, comme entre Mizilu et Buzeu, où les pentes de la chaîne de l'Istritza, fleuries de vignobles et de vergers à leur base, couvertes de bois sur leurs sommets, attirent de loin le regard; tantôt il s'efface, et c'est par une sorte de plan incliné doucement que l'on monte de la terrasse diluviale aux hauteurs tertiaires, comme entre Buzeu et Râmnicu; tantôt enfin la zone des collines s'égrène en croupes boisées semées à la surface de la terrasse, d'où elles surgissent comme des îlots (environs de Ploiesti).

Ces contrastes justifient une division de la zone des collines en un certain nombre de sections auxquelles nous donnons les noms de *collines de Jalomitza*, *collines du Teleajen*, *collines du Buzeu*, *collines de Putna*.

La bordure septentrionale des Karpates. — La caractéristique générale de la zone bordière méridionale est d'être une zone subkarpatique. Son étude est liée à celle de la montagne. Il en est tout autrement de la bordure septentrionale. Les collines de Transylvanie n'ont presque rien de commun avec les collines de Valachie. Entourée de tous côtés par une ceinture montagneuse, la Transylvanie est une région intérieure.

La limite de la montagne est presque partout parfaitement nette. Elle est marquée par de vastes bassins, qui semblent la trace d'anciens lacs, et dont la surface unie est formée sur des étendues considérables par des alluvions : bassin d'Haromszeg, plaines de Fogarash, et d'Hermannstadt, bassin de Hatzeg, plaines du Marosh. L'Oltu circule à travers deux de ces bassins avant de percer la chaîne cristalline. Leur étude sera nécessaire pour essayer de comprendre le cours de ce fleuve fantasque.

En deux endroits seulement, la limite de la montagne est moins nette. Ils sont intéressants à considérer. Entre le bassin d'Haromszeg et la plaine de Fogarash, s'étend une zone de hauteurs boisées ne dépassant guère 1.000 mètres, que l'Oltu vient percer vers Barot après l'avoir longée quelque temps. Ces hauteurs, que nous appelons monts de Persiani, sont la continuation directe de la chaîne septentrionale des monts de Fogarash, qui, en même temps qu'elle s'abaisse, s'étale et s'infléchit progressivement vers le Nord. Nous aurons l'occasion de montrer que cette inflexion se trouve dans les lignes tectoniques. Les monts de Persiani sont formés en majorité de flysch et, par leurs formes adoucies, se distinguent du

massif cristallin des Fogarash; mais la limite est indécise. Ils n'appartiennent pas à la zone des collines, mais aux Karpates eux-mêmes. Le bassin de Haromszeg a donc à certains égards le caractère d'un bassin intrakarpatique, comme le bassin de Petroszeni et celui de Hatzeg.

Tout autres sont des dépressions comme la plaine de Fogarash, la plaine de Hermannstadt, la plaine du Marosh, qui forment nettement la limite du massif karpatique. Cependant, entre la plaine de Hermannstadt et celle du Marosh, la limite est loin d'être aussi nette qu'on ne serait tenté de le croire. Le contact du cristallin avec le tertiaire n'est pas marqué par un abrupt.

Conclusions et questions posées. — Nous sommes arrivés au terme de notre analyse morphologique des Karpates méridionales. De cette analyse se dégagent quelques conclusions, mais surtout des questions nombreuses.

Une constatation importante est la distinction entre le massif cristallin à l'Ouest de la Dâmbovitza et la zone karpatique moldave, qui commence à la Prahova. Nous avons noté aussi la différence radicale entre la zone bordière méridionale, à caractère subkarpatique, et la zone bordière septentrionale. Mais ces conclusions ne satisfont pas par elles-mêmes, et les questions se pressent.

Quelle est la raison d'être du changement complet de direction de la chaîne karpatique? Comment s'explique le mouvement de torsion qui la fait passer successivement de la direction Nord-Sud, qui règne en Moldavie, à la direction Est-Ouest dominant dans le massif transylvain, puis à la direction Nord-Sud qui, dans le massif banatique, amène le raccordement avec le Balkan? La réponse à cette question ne pourra être tentée qu'après une étude tectonique.

Une autre question générale se pose : on veut s'expliquer ces singulières percées fluviales, qui frappent immédiatement, même à l'examen d'une carte à petite échelle, comme un des problèmes les plus irritants de la morphologie terrestre. Pourquoi le Jiu, au lieu de s'écouler vers le Nord par le seuil de Merishor, s'est-il scié cette gorge sauvage dans une barrière montagneuse de 1.500 mètres de hauteur formée des roches les plus dures? Pourquoi l'Oltu, plus fantasque encore, après avoir erré de plaines en plaines à travers la Transylvanie, préfère-t-il gagner le bas Danube en perçant de part en part deux chaînes cristallines, plutôt que de suivre le chemin tout indiqué vers le Nord par Hermannstadt?... Ces

problèmes ont inquiété tous les auteurs qui ont touché à l'histoire du sol de la région. Nous y avons consacré beaucoup de temps et d'efforts, et nous verrons que leur solution est liée à celle d'autres questions, dont on ne s'est peut-être pas suffisamment occupé.

L'une de ces questions est l'histoire des dépressions subkarpatiques. Leur existence en Olténie a été signalée d'abord par M. Mrazec. Je lui dois d'avoir porté mon attention sur ce problème capital. Après avoir établi leur origine tectonique, j'ai pu, en étendant mes recherches jusqu'en Moldavie, montrer les stades principaux de l'évolution de cette zone si intéressante.

Une question plus négligée encore est l'explication des caractères des hauts sommets karpatiques. Leurs formes lourdes et massives avaient bien frappé quelques observateurs. On les caractérisait d'un mot : formes de moyenne montagne. Ce langage impliquait plus ou moins dans l'esprit de tous l'explication des formes par la nature des roches cristallines et l'altitude peu élevée, comme c'est le cas dans les massifs de l'Europe centrale (Vosges, Forêt Noire, Riesengebirge, Massif central français). On oubliait qu'ici ces formes se rencontrent à des altitudes de 1.800, 2.000 mètres et plus, et qu'elles sont répandues partout, même dans les massifs où les couches secondaires jouent le principal rôle. Moi-même, j'ai commis la même erreur, jusqu'au jour où l'étude du massif banatique m'a ouvert les yeux. La vue des plates-formes nivelées à 2.000 mètres du Boresco et du Tzarcu m'a présenté le problème dans toute sa netteté. Un grand nombre de faits inexplicables sont alors venus se grouper autour de cette question capitale. Nous verrons que l'étude de ce que j'ai appelé la *plate-forme des hauts sommets* donne la clef d'autres questions morphologiques importantes.

Les aspects alpins sont liés à la présence des cirques. Pour les expliquer, on est amené à discuter l'origine de cette curieuse forme de relief si répandue dans les Alpes, les Pyrénées et toutes les montagnes ayant connu une période d'extension glaciaire récente. La glaciation des Karpates méridionales a été l'objet de notre part d'une étude particulièrement minutieuse. Les résultats détaillés n'en ont pas encore été publiés et trouveront naturellement leur place à la fin de cette étude.

Tels sont, en laissant de côté une foule de questions secondaires sur lesquelles nous reviendrons, les principaux problèmes que soulève l'étude du relief des Karpates méridionales.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

Une revue des formations géologiques représentées dans notre région n'est pas moins nécessaire qu'un aperçu des conditions topographiques. Nous y trouverons l'occasion, tout en précisant les idées sur la nature des roches, d'apprécier le rôle qu'elles ont pu jouer, en raison de leurs propriétés physiques, pour diversifier les formes du relief. Nous joindrons à cette étude, dont le cadre sera naturellement donné par la stratigraphie, un essai de synthèse des données tectoniques.

Les pages suivantes seront surtout un résumé des travaux des géologues allemands, autrichiens, hongrois, roumains et français qui ont étudié les Karpates méridionales. Nous y ajouterons un certain nombre d'observations personnelles.

Terrains cristallins. — La plus grande partie des Karpates méridionales est formée par des terrains cristallins appartenant à la série dite *cristallophyllienne* ou *métamorphique*.

Les idées des géologues sur la classification de ces terrains ont longtemps varié. Aux difficultés résultant de la variété des séries métamorphiques s'ajoutait ici la rareté des affleurements dans des montagnes de forme arrondie, couvertes d'un manteau épais de forêts et de prairies au sol profond. Le caractère métamorphique des schistes cristallins était déjà reconnu par Böckh, qui distinguait trois groupes suivant le degré plus ou moins élevé de cristallinité : groupe inférieur comprenant les gneiss granitiques, — groupe moyen comprenant les roches fortement cristallines, mais nettement schisteuses (gneiss granitiques, micaschistes, calcaires, cristallins, serpentines), — groupe supérieur comprenant les variétés de schistes moins nettement cristallins (phyllites, schistes graphiteux, chloriteux et talqueux, quartzites, etc.).

Depuis, Mrazec, restant fidèle à la distinction des groupes selon le degré de cristallinité, établit une nouvelle classification (106, 1897). Éliminant d'un côté toutes les roches éruptives, de l'autre les schistes graphiteux, qu'il attribue au paléozoïque supérieur sous le nom de formation de Schéla, il établit un groupe inférieur fortement cristallin (gneiss, micaschistes variés, amphibolites feldspathiques, etc.), et un groupe supérieur peu cristallin ou groupe des *roches vertes* (cornes et schistes amphiboliques passant aux schistes chloriteux, calcaires cristallins en lentilles, etc.). Enfin le même auteur, en se fondant sur des recherches poursuivies en collaboration avec M. Murgoci, a établi une classification plus compréhensive et qui paraît définitive (113, 1903). Il distingue deux séries, l'une antécarbonifère, l'autre mésozoïque. La première est le résultat d'un métamorphisme plus ou moins complet s'exerçant sur une série sédimentaire de facies très variés ; elle comprend deux groupes caractérisés l'un par la prédominance du type micaschiste, l'autre par celle du type chloritoschiste. Dans l'un et dans l'autre on trouve des calcaires cristallins et des schistes charbonneux. L'apparition locale de roches hautement métamorphiques dans le second groupe est due à des phénomènes de contact avec des massifs granitiques. Le premier groupe domine dans le massif transylvain, le second dans le massif banatique. La série mésozoïque comprend des schistes noirs ou sériciteux, avec quartzites et arkoses passant à de véritables grès charbonneux, dans lesquels se trouvent en lentilles des calcaires plus ou moins micacés, des amphibolites et des serpentines. C'est en partie l'ancienne formation de Schéla. Toutes ces couches sont généralement froissées violemment et portent des traces de laminage. Leur âge mésozoïque résulte du passage graduel observé par M. Nopcsa à des formations liasiques non métamorphosées.

Au point de vue du relief du sol, il n'y a guère de différence à signaler entre les trois groupes métamorphiques. La variété extraordinaire des affleurements contribue à faire de toute la région cristalline un bloc homogène, dans lequel l'érosion ne rencontre pas de zones plus ou moins résistantes bien déterminées. Seuls les calcaires cristallins et les amphibolites, souvent associés, impriment au relief des caractères particuliers. Les affleurements de cipolin, même limités, se traduisent par des escarpements blanchâtres, dont les éboulis, dévalant très loin, semblent au premier abord exagérer l'extension (monts de Fogarash, chaîne du Negoiu). Dans la haute montagne, au-dessus de la limite des arbres, lorsqu'ils affleurent assez largement dans des cirques au fond relativement peu incliné, on y voit se développer tous les phénomènes ordinaires du Karst. Des dolines, parfois occupées par de petits lacs, accidentent les cirques de Gauri dans le Parângu, de Mushăteica et Râiosu dans la chaîne du Negoiu. Des lapiez peu caractéristiques en général, à cause de l'impureté des calcaires toujours plus ou moins chargés de mica, se montrent partout.

Les schistes charbonneux et marneux du second groupe ne sont jamais assez développés pour se traduire par des dépressions marquées, mais il n'est pas rare de les voir former des éboulis et donner lieu à des glissements sur les pentes escarpées.

Dans toute la région cristalline, le relief est plus influencé par les conditions tectoniques et les diaclases que par la nature des roches. En général les couches horizontales peu inclinées ont une tendance plus marquée à former des escarpements que les couches voisines de la verticale. Toutes les fois que des bancs homogènes et épais peuvent se suivre sur une assez grande étendue, on les voit traversés par plusieurs systèmes de diaclases, dont on peut nettement observer l'influence sur la formation des escarpements et le profil des crêtes de haute montagne. Ces réseaux de diaclases témoignent d'efforts de poussée considérables, postérieurs aux plissements.

La tectonique de la série mésozoïque mérite une attention particulière. Les couches paraissent avoir subi des dislocations d'une intensité exceptionnelle, et, d'après M. Mrazec, le dynamo-métamorphisme pourrait être invoqué pour expliquer quelques-unes de leurs particularités. Il faut noter en tous cas, comme un indice de la nature des mouvements orogéniques, les traces de laminage qu'on observe partout dans cette série, et ses conditions très curieuses d'affleurement, tantôt en plis aigus et étroits pinçés dans les roches de la série primaire, tantôt en lambeaux horizontaux coiffant les hauteurs.

Roches éruptives. — A la série cristallophyllienne sont associées des roches éruptives qui jouent parfois un rôle spécial dans le relief.

Les serpentines sont les plus récentes et les moins importantes au point de vue morphologique. Mais leur extension est très intéressante pour la tectonique. Elles paraissent toujours liées à des dislocations remarquables : failles ou plis-failles. Elles accompagnent partout le groupe cristallin mésozoïque, mais on les trouve aussi dans les groupes primaires en traînées allongées dans le sens des plissements. C'est à peu près dans les mêmes conditions qu'on rencontre des filons ou petits massifs de diabases et de porphyrites.

L'importance des granites et des gneiss granitiques est singulièrement plus grande à tous égards. Le principal massif de gneiss se trouve dans les monts de Fogarash, où il forme une bande, large de 8 à 10 kilomètres, s'étendant sur une longueur de 100 kilomètres du Cozia jusqu'à Poiana

Mărului. La roche, presque granitique par endroits, passe progressivement à un gneiss glanduleux à gros feldspaths, tandis que les micaschistes voisins s'enrichissent en quartz (Reinhart 147, 1906).

Les mêmes variétés de gneiss glanduleux se retrouvent avec une moindre extension dans le massif banatique, où M. Schafarzik les a décrits sous le nom de « gekräuselt-wellig struirte Biotit-gneiss¹ ». De gros feldspaths, atteignant jusqu'à plusieurs centimètres, y sont noyés dans une pâte quartzo-micacée, où la biotite forme des écailles ondulées.

Les granites et gneiss granitiques jouent le même rôle au point de vue du relief. Rien n'indique qu'ils se différencient des roches métamorphiques encaissantes par une plus grande résistance à la dénudation. Leur décomposition est rapide et donne une arène épaisse qui, dans la zone forestière et même souvent sur les hauteurs pastorales, enveloppe et cache tout, débordant par glissements sur des roches différentes. Mais ce qui est caractéristique des granites et des gneiss granitiques, c'est leur système de diaclases, dont on ne saurait exagérer l'importance. En général, les plans de cassures les plus développés sont verticaux ou très voisins de la verticale; leur régularité est souvent assez grande pour donner l'illusion de la schistosité, mais on ne peut leur trouver une orientation constante dans toute l'étendue d'un massif. C'est ce que nous avons constaté dans le Parângu².

Le Retiezat est particulièrement intéressant à étudier au point de vue de l'influence des diaclases sur le relief. Le pied des escarpements qui encerclent les cirques grandioses est enseveli sous des amoncellements de blocs éboulés, dont on retrouve l'origine sur les crêtes mêmes formées souvent par des chaos fantastiques de rocs éclatés. La décomposition mécanique est guidée par un système de trois plans de diaclases, qu'on peut retrouver dans les murailles rocheuses à nu. La forme même des pics les plus hardis apparaît nettement déterminée par l'écroulement de pans entiers de roches le long de ces surfaces. Le pic Bucura peut être cité comme typique à ce point de vue.

Ainsi les diaclases tendent à accentuer les contrastes de relief. Dans les régions de pentes relativement faibles, elles favorisent la décomposition chimique profonde, qui donne des arènes étalées sur de vastes sur-

1. C'est pour lui le groupe inférieur des schistes cristallins (classification Böckh-Inkey). On ne saurait trop regretter qu'un accord ne se soit pas fait entre les géologues karpatiques sur la classification des schistes cristallins. C'est là un des plus graves écueils des essais de synthèse tectonique.

2. Dans le Retiezat, M. Schafarzik croit pouvoir déterminer l'orientation ENE.-WSW. comme prédominante.

faces, émousse et arrondit tous les angles; dans les régions de pentes fortes, hautes montagnes, cirques, elles guident et accélèrent la décomposition mécanique, qui crée les crêtes déchiquetées aux formes hardies, les mers de rochers et les éboulis sauvages. Si on rencontre, à des altitudes où règne actuellement la décomposition mécanique, des formes hardies et des sols d'arènes profondes, il est permis d'en conclure à un changement récent dans les conditions d'érosion. Nous aurons l'occasion de tirer des conclusions importantes de l'application de ce principe.

L'étude des diaclases pourra aussi jeter quelque lumière sur le mécanisme des mouvements récents du sol que nous envisageons comme l'explication nécessaire du relief des Karpates méridionales. Nous serons amenés à supposer un soulèvement en bloc du massif cristallin, postérieur à une ancienne période de plissements et à une pénéplanation à peu près complète. La multiplicité des plans de diaclases permet de concevoir la possibilité de pareils mouvements. Ces plans existent non seulement dans les granites et gneiss, mais dans toutes les roches cristallines. Parfois ils prennent l'aspect de véritables petits miroirs de faille d'étendue très limitée. On en observe un grand nombre dans la vallée du Jiu, le long de la nouvelle chaussée, particulièrement au Nord de Păiush. Que les gneiss et les granites aient subi des compressions énormes, c'est ce qu'a très bien montré M. Schafarzik, pour le granite du Munte Mic et les gneiss du Virfu Petri. Le quartz et les petits feldspaths se montrent sous le microscope broyés en une sorte de poudre où se sont développées des écailles de séricite; même les gros cristaux d'orthoclase y sont parfois brisés (150, 1899, p. 142-43). Les diaclases ont dû se produire quand la roche avait épuisé tous ces procédés d'accommodation intime aux pressions orogéniques. Leur multiplicité fait de la roche la plus compacte une sorte de bloc vaguement plastique.

Cette multiplicité des diaclases mérite encore d'être mise en lumière à un autre point de vue. Elle montre combien il y a peu à tenir compte d'hypothèses souvent répétées attribuant à des cassures l'origine des vallées transversales les plus anormales. Les cassures ne peuvent être considérées comme ayant fixé son chemin à l'érosion fluviale, puisqu'elles traversent dans tous les sens les roches cristallines en un réseau inextricable.

Terrains primaires et secondaires non métamorphiques. — Si, comme nous l'avons vu, le métamorphisme s'est étendu jusqu'à des ter-



A. — Escarpements de conglomérats et calcaires, près du sommet de la montagne.



B. — Vue dans les conglomérats et calcaires.
C. — Vue E. du Massif de Buzegh.

rains d'âge mésozoïque, il a cependant épargné des formations que l'on rapporte soit au secondaire, soit même au primaire.

M. Schafarzik a trouvé des couches carbonifères s'étendant du Cernivir par Poiana Prislopu jusqu'au Hideg; ce sont des schistes noirs avec quelques bancs grésocalcaires contenant *Spirifer Mosquensis*, *Chonetes*, *Crinoides* et traversés de dykes porphyriques (148).

Le même auteur a signalé dans le Tzarcu des conglomérats paléozoïques à éléments cristallins (150). Mais la formation primaire la plus importante, est le complexe de conglomérats et de schistes violacés que les géologues ont reconnu depuis longtemps dans le Banat sous le nom de *verrucano* et attribué au permien. Les conglomérats formés aux dépens d'une porphyrite qu'ils recouvrent parfois contiennent des galets de schistes cristallins. Presque partout d'ailleurs dans la haute montagne domine le facies schisteux. La roche se reconnaît de loin à sa couleur passant du violet au rouge foncé avec des trainées verdâtres. La schistosité n'est pas nette, et la décomposition mécanique très rapide donne des plaques d'épaisseur inégale, qui glissent en éboulis très caractéristiques. Aucune de ces formations n'affleure nulle part sur de grands espaces. Le Verrucano lui-même ne se différencie pas nettement des schistes cristallins au point de vue de la résistance à l'érosion.

Il n'en est pas de même de la série mésozoïque, où le calcaire joue un grand rôle. Depuis les Portes de Fer jusqu'à la Prahova, l'arc karpatique méridional, presque entièrement formé par les schistes cristallins, serait, en dehors des sommets supérieurs à 2.000 mètres, la montagne la plus uniforme et la plus dépourvue de pittoresque, sans les nombreux petits massifs calcaires qui viennent y introduire quelque variété. Là où ils manquent, comme dans les monts de Fogarash, rien n'égale la monotonie des longues croupes qui s'étendent au-dessous de la région des cirques. Là où ils sont particulièrement développés, comme dans les monts de la Cerna, la nature déploie des charmes inconnus ailleurs. Il n'est pas dans les Alpes calcaires de sites plus beaux que celui d'Herculesbad vu du sentier qui descend de la Sulitza. Les pins accrochés aux escarpements blanchâtres, les hêtres à la verdure plus claire couvrant les pentes inférieures, la vallée encaissée de la Cerna s'enfuyant vers le Nord comme une trouée ouverte dans ce monde sauvage, et tout au loin les cimes tourmentées de la chaîne du Godeanu, composent un ensemble harmonieux et varié.

Les calcaires secondaires sont généralement gris-blanc avec des colorations rougeâtres locales. Il existe aussi un facies à coloration bleu noi-

râtre. A ces calcaires sont associés des schistes noirs avec grès quartzeux, et, dans l'Est, des marnes calcaires. Les fossiles sont généralement rares, aussi est-on encore mal fixé sur l'âge de toutes ces formations. Il est à peu près impossible d'en établir le parallélisme d'un bout à l'autre de l'arc karpatique méridional. En certains points cependant la série stratigraphique a été déterminée avec assez de précision. Tel est le cas des monts de Bucegi, où, grâce aux travaux de MM. Popovici Hatzeg et Joan Siminoescu, nous connaissons :

1° Le jurassique inférieur (bajocien et bathonien inférieur), représenté par des grès calcaires à brachiopodes, succédant à une faible épaisseur de grès ferrugineux ou de conglomérats ;

2° Le callovien, représenté par des calcaires bruns à ammonites ;

3° L'oxfordien (calcaires rouges à *Phylloceras tortisulcatum* de Valea Lupului) ;

4° Le tithonique, représenté par une épaisseur considérable de calcaires gris, blancs, massifs ;

5° Enfin des calcaires marneux où l'on a trouvé une faune barrémienne.

Le calcaire tithonique est plus important à lui seul pour le relief du sol que toutes les couches précédentes. C'est lui qui forme la crête élégante de Piatra Craiului, comme les plateaux crevés de dolines et de canyons des environs de Rucăr. Les marnes barrémiennes paraissent avoir joué un rôle important dans les mouvements tectoniques. Les dislocations violentes qu'elles ont subies s'observent à chaque pas dans la vallée de la Prahova ; les plis couchés, laminés, les noyaux anticlinaux détachés de leurs racines, y sont des phénomènes communs. La roche fracturée dans tous les sens n'offre que peu de résistance à l'érosion, et s'écroule en éboulis de plaquettes anguleuses qui forment des cônes de déjections à pentes très fortes. Dans la région calcaire de Rucăr, les affleurements de barrémien sont toujours marqués par un élargissement des vallées en canyon et l'apparition de sources. Les hameaux les plus élevés sont établis dans de pareils sites.

La série sédimentaire secondaire des monts de Bucegi est la seule dont l'âge ait pu être nettement déterminé. Les lambeaux calcaires qu'on observe à l'Ouest de l'Oltu, dans le massif transylvain et le massif banatique, ont été figurés par les géologues tantôt comme crétacés, tantôt comme jurassiques, parfois comme liasiques. Nul ne met en doute leur âge secondaire, et, d'après ce que nous avons vu plus haut, il paraît cer-

tain qu'on doit considérer une partie des schistes cristallins comme dus au métamorphisme de terrains du même âge.

Les géologues hongrois ont porté quelque lumière dans la succession des terrains du massif banatique; mais, malgré d'heureuses trouvailles dues aux efforts persévérants de M. Schafarzik, les variations de facies rendent encore difficile l'identification des divers affleurements. Il semble cependant établi qu'on ait la succession suivante :

1° Un horizon de grès quartzeux blanchâtre ou de schistes noirs dont l'âge est rhétien ou liasique d'après les fossiles trouvés au Sud de Korniareva (Schafarzik 148).

2° Un horizon jurassique inférieur qui présente les facies les plus variés. Tantôt on a des marnes à rognons quartzeux où M. Schafarzik a trouvé dans la vallée de la Bela Reka *Stephanoceras Humphresianum* Sow. (148), tantôt des schistes noirs passant à des grès micacés et à des calcschistes renfermant dans le Tzarcu un *Phylloceras* qui est associé partout ailleurs dans les Karpates à une faune infrajurassique (150), tantôt enfin des calcschistes passant parfois à un cipolin blanchâtre, mais associés le plus souvent à des grès quartzeux noirâtres ou des arkoses.

3° Un horizon jurassique supérieur généralement calcaire. La roche est d'un gris blanc très caractéristique; le grain est fin, la texture compacte; la schistosité a disparu ou est masquée par des plans de clivage multiples. Ce calcaire a livré à M. Fr. Nopcsa jun. un moule de nérinée non déterminable spécifiquement, mais assez net pour être rangé parmi les formes connues du jurassique supérieur (Földt. Közlöny, XXIV, 1899, p. 126).

Du côté roumain on ne peut malheureusement enregistrer pareilles trouvailles. Inkey et Toula sont signalé des nérinées dans le massif calcaire des environs de Baia, et l'on peut par analogie attribuer au jurassique supérieur tous les massifs calcaires dispersés depuis le Danube jusqu'à l'Oltu à la surface du cristallin. Ces massifs reposent généralement sur des schistes noirâtres que M. Mrazec a, toujours par analogie avec les formations du Banat, attribués au lias. Dans le plateau de Mehedintzi, on observe aussi des arkoses et des grès quartzeux noirâtres qui sont vraisemblablement liasiques ou infrajurassiques. Mais, à côté de ces couches sur lesquelles reposent les calcaires tithoniques, il existe une puissante série de schistes formant une large bande entre les trainées calcaires et les micaschistes. Ces schistes de couleur noirâtre, souvent presque ardoisiers, alternent avec des bancs gréseux et contiennent même des lentilles calcaires sans racines d'après M. Murgoci (Ciresu, Vârciorova). Ils sont violemment plissés et replissés. Leur superposition apparente

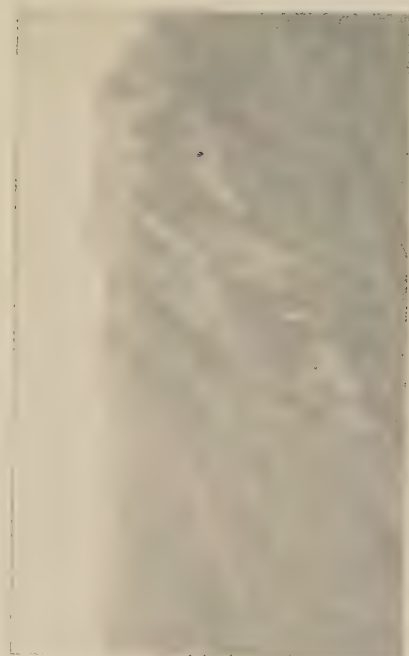
sur les calcaires et la trouvaille de quelques bélemnites malheureusement non déterminables les font considérer par les géologues roumains comme crétacé inférieur (probablement barrémien). Il est permis de se demander si une partie des schistes classés comme liasiques dans le Banat et la Serbie orientale ne se rapporte pas en réalité à cet horizon. On ne saurait trop regretter l'incertitude qui plane sur la chronologie de la série calcaréoschisteuse secondaire des Karpates méridionales. Il y a là une des difficultés les plus grandes qui font échec aux tentatives d'interprétation tectonique.

L'importance géographique de ces formations a frappé tous ceux qui ont parcouru, ne fût-ce qu'en passant, les Alpes de Transylvanie. Une carte géologique donnant la répartition exacte de tous les lambeaux de calcaires tithoniques serait le meilleur guide pour figurer à peu près exactement, à défaut de mesures topographiques détaillées, le relief du massif banatique. On pourrait sans se tromper représenter toute vallée les traversant comme une gorge profonde et étroite et marquer des escarpements à la limite du calcaire. Le développement des phénomènes de Karst a été maintes fois noté, par Toula et Redlich pour la bordure des monts du Vâlcan et le plateau de Mehedintzi (Toula **172**, Redlich **142**), par Simionescu et Popovici Hatzeg pour la région de Rucâr (Popovici **138**, Simionescu **156**), par M. Murgoci pour le Parângu et les monts du Lotru (**120**). Quelques-unes des innombrables cavernes qui s'observent au flanc des gorges souvent à sec ont été étudiées et levées (Stogu par Murgoci, Schitu Jalomitza par Popovici Hatzeg). Mais une étude détaillée du Karst karpatique reste à faire et pourrait être très intéressante. Le plateau de Mehedintzi et le Miroci Planina qui le prolonge au delà des Portes de Fer offriraient les plus beaux exemples de pertes de rivières, de dolines, alignées au contact avec les couches imperméables et de petits *poljie*. Les environs de Closhani et toute la bordure des monts du Vâlcan sont remarquables au point de vue des cavernes et des vallées sèches. La région de Rucâr présente les bassins d'effondrement du type *poljie* les plus caractéristiques et les gorges les plus sauvages. La zone calcaire de Banitza-Ponoare, entre le bassin de Hatzeg et celui de Petrosheni, abonde en curiosités naturelles et mériterait d'être étudiée en détail à ce point de vue.

Le rôle des schistes liasiques et des schistes noirs crétacés est moins important que celui du calcaire tithonique; mais leur influence est encore notable, surtout dans le Banat. Leur peu de consistance les désigne comme une proie à l'érosion au milieu du complexe de roches très résis-



D. Calcaires du Mangot. Petit roque dans les calcaires avec serpentines (Massif du Parângu).



roque redressé



A. Calcaires cristallins avec serpentines.



calcaire de Polona

tantes qui les entourent : schistes cristallins, calcaires, grès quartzeux. Les vallées s'y creusent de préférence, ou s'y élargissent, pour s'étrangler ensuite (environs de Korniareva, d'après Schafarzik). Mais rarement cette formation affleure assez largement pour que ses effets soient sensibles dans l'ensemble du relief.

Le flysch. — Cette formation, qui joue déjà un grand rôle dans les Alpes orientales, est vraiment la caractéristique des Karpates. Plus de la moitié de cette chaîne n'est formée que de flysch. Les variations des facies et la rareté des fossiles en rendent l'étude particulièrement délicate. Notre région ne comprend qu'une petite partie de la grande zone du flysch karpatique. Les monts du Buceu en sont presque entièrement formés. Dans les monts de Bucegi les calcaires tithoniques et les îlots cristallins percent à travers un manteau de flysch encore assez épais. A l'Ouest de la Dâmbovitza, le flysch disparaît définitivement de la haute montagne. On ne le trouve plus que dans la région subkarpatique, où il forme les hautes collines d'Argesh, et exceptionnellement dans des bassins intérieurs comme le bassin de Brezoiu. Enfin en Olténie il n'est connu qu'à l'état d'îlots recouverts de terrains néogènes.

D'après les travaux de MM. Tietze, Uhlig, Ștefănescu, Teisseyre et Mrazec, voici comment on peut envisager actuellement la succession des terrains compris sous la désignation de flysch karpatique. Comme dans les Alpes, la série s'étend sur le crétacé et le tertiaire. Comme dans les Karpates septentrionales, elle est exclusivement détritique, les grès et schistes y prédominent, mais des massifs de sel s'y montrent dans le tertiaire. Le flysch secondaire a partout les caractères d'une formation transgressive. Il est représenté par une masse énorme de grès et de conglomérats grossiers qui constituent tous les sommets élevés à l'E. de la vallée de la Dâmbovitza. Cette assise est connue depuis longtemps sous le nom de conglomérats de Bucegi (Bucsecs, suivant la graphie en usage chez les Allemands et les Hongrois), et son rôle capital au point de vue du relief a été mis en lumière plus d'une fois, notamment par Meschen-dörfer (99, 1860) et Toula (172, 1897); mais on se méprenait singulièrement sur son âge, car on l'attribuait généralement à l'éocène. M. Popovici Hatzeg a démontré qu'on doit y voir un représentant du cénomanien supérieur; la faune trouvée dans les grès ne laisse aucun doute à ce sujet.

La prédominance du facies conglomératique donne au flysch cénom-

nien une importance géographique toute spéciale. Les éléments du conglomérat sont empruntés à tous les terrains qui affleurent au voisinage : schistes cristallins et roches éruptives y voisinent avec les calcaires tithoniques, les marnes barrémiennes et même les fragments de grès crétacés, le tout agglutiné par un ciment vert chloriteux ou brunâtre. Les blocs peuvent atteindre des dimensions colossales. On trouve dans le Bucegi des blocs calcaires de plusieurs centaines de mètres cubes empâtés dans un conglomérat gréseux, qui se dressent autour du sommet Omu en escarpements de formes étranges. L'un d'eux montre la succession suivante : à la base, conglomérat gréseux, au-dessus d'un bloc calcaire, puis un banc de conglomérat, et enfin, couronnant l'escarpement, un énorme bloc calcaire (V. photogr. pl. I, A).

Les formes étranges des conglomérats sont dues à la grosseur et à la diversité des éléments qui les forment, ainsi qu'à la rapide décomposition mécanique qui en est le résultat sur les pentes raides, et particulièrement dans la haute montagne. Des pyramides semblables à nos « cheminées des fées » sont modelées sur les flancs des vallées soumises à une forte érosion. L'imagination populaire n'a pas manqué d'y rattacher des légendes. Les escarpements déchiquetés, formés d'un empilement confus de tours massives, de crêtes étroites et de pics aigus, se reconnaissent de loin, et, partout où l'œil les distingue, on peut être sûr de la présence des conglomérats cénomaniens. Tout autres sont les murailles des calcaires tithoniques, dont la blancheur tranche d'ailleurs avec la couleur sombre des conglomérats. C'est à cette formation que le massif de Bucegi doit son caractère grandiose. On retrouve les mêmes aspects avec de moindres proportions dans le Penteleu, le Sireu et surtout le Csukas (Tigăile).

Les formes hardies et tourmentées ne sont pas cependant nécessairement liées à la présence des conglomérats. Le Bucegi est, à cet égard, digne d'attirer l'attention. Lorsqu'on a escaladé les pentes formidables qui semblent menacer de leurs ruines la riante vallée de la Prahova, on débouche par 2.200 à 2.400 mètres sur un plateau légèrement mamelonné et s'abaissant lentement vers la vallée de la Jalomitza. Tout le massif a la forme d'un fer à cheval ouvert vers le Sud. Les escarpements sont tournés vers l'extérieur, où les couches se présentent affleurant par la tranche, tandis que les pentes intérieures qui forment les flancs d'un synclinal ont un modelé beaucoup moins tourmenté. La loi générale qui veut que les abrupts s'établissent là où la pente des couches est contraire à

celle du sol aurait donc une importance toute particulière pour les conglomérats cénomaniens. Mais elle ne saurait suffire à expliquer tous les différents aspects du relief.

En effet, il est à noter que les contrastes que nous venons d'indiquer ne s'observent que dans la haute montagne. Les conglomérats cénomaniens plus ou moins gréseux affleurent largement autour de Kronstadt; ils prennent une grande part à la constitution des monts de Persiani et de Barot; leur modelé est ici tout différent. Rares y sont les escarpements; les vallées et les crêtes qui les séparent ont toutes la même forme géométrique régulière. Cet aspect frappe particulièrement lorsqu'on monte de Kronstadt au col de Predeal par la vallée verdoyante du Temes. Il semble donc que, suivant les conditions d'érosion, le modelé des conglomérats cénomaniens puisse être fort différent. La jeunesse et la maturité des formes s'y manifeste par des caractères frappants.

Après le dépôt des grès et conglomérats cénomaniens, la transgression marine paraît avoir cessé, et les derniers dépôts secondaires sont ceux d'une mer moins agitée. Ce sont des marnes généralement rouges, parfois grises ou brunâtres, renfermant une faune sénonienne. Ces marnes, signalées en Transylvanie par Herbich, ont été suivies dans les monts de Bucegi par M. Popovici Hatzeg. Leur affleurement sur les flancs de la vallée de la Prahova, entre Comarnic et Podu-Lungu, est marqué par des ravinements formidables, que le déboisement a accélérés. L'aspect des versants affouillés par une multitude de ravins, avec les teintes rouges ou blanchâtres du sol partout mis à nu, est des plus étranges. L'apparition des marnes sénoniennes marque partout un rapide abaissement du relief général et un élargissement des vallées maitresses. Aucune dislocation ne paraît d'ailleurs marquer leur contact avec les calcaires barrémiens et les grès cénomaniens sur lesquels elles reposent en discordance très nette. C'est leur moindre résistance qui en a fait la proie de l'érosion.

D'après les recherches de M. Redlich, le sénonien est représenté dans le bassin de Brezoiu par des grès et conglomérats dont le facies se rapproche singulièrement de celui des conglomérats du Bucegi. Ces grès avaient été signalés depuis longtemps, notamment par Primics, mais on les attribuait à l'éocène. M. Redlich a recueilli au débouché de V. Vasilatu une faune indiquant le turonien ou le sénonien, dans un complexe de grès grossiers avec lits marneux passant à des conglomérats à gros blocs calcaires.

Le flysch secondaire à facies gréseux n'est représenté que sur le ver-

sant transylvain du massif banatique. M. Loczy l'a trouvé mêlé à des roches éruptives dans le massif de Poiana Ruska, et c'est avec le même facies qu'on le retrouve sur la bordure du bassin de Hatzeg (Nopcsa **131**). Mais cette dernière région se distingue par un épisode tout à fait inattendu dans l'histoire géologique. Le flysch tertiaire n'y est pas représenté. La fin du crétacé y est marquée par une émergence et le dépôt de puissantes assises continentales, dont l'âge danien a été récemment établi par M. Nopcsa, grâce à la découverte de nombreux ossements de dinosauriens (**131**, p. 167-188). Ce sont des couches détritiques, grès et argiles rouges, conglomérats à éléments cristallins, qui paraissent s'être déposées dans un lac sur le bord duquel des appareils éruptifs ont laissé comme trace des tufs et des conglomérats porphyriques. Presque toute l'étendue du bassin de Hatzeg est occupée par cette formation, qu'on avait jadis rapportée à l'helvétique.

Le flysch tertiaire, qui paraît manquer sur le versant Nord des Karpates méridionales, est au contraire largement développé sur le versant Sud. D'après les travaux de MM. S. Stéfanescu, Mrazec et Teisseyre, on y reconnaît les horizons suivants :

Un horizon inférieur de grès micacés en bancs massifs alternant avec des schistes noirs et des grès en plaquette. Dans les monts de Fogarash, ces couches reposent sur le cristallin, avec un conglomérat de base grossier formé de roches cristallines et à ciment micacé. Leur âge éocène est attesté par l'existence de nummulites et cérites dans la vallée du Topologu, et par leur liaison avec des calcaires très fossilifères à Albesti et Boitza. On retrouve le flysch éocène avec nummulites dans le bassin du Brezoiu-Titesti. Dans les collines d'Arges ses couches, pendant vers le Sud, donnent des reliefs caractéristiques, les grès massifs formant des escarpements tournés vers le Nord ou *ripe* (V. E. de Martonne, *la Valachie*, pl. F. XII). — L'horizon moyen du flysch tertiaire (éocène supérieur d'après S. Stéfanescu) est représenté par des schistes argileux, avec intercalations de plaquettes minces d'un grès dur à hiéroglyphes et d'un poudingue verdâtre à éléments cristallins. Enfin, un dernier horizon est formé par des couches à nodules siliceux tantôt gréseuses, tantôt schisteuses, surmontées par un grès blanc siliceux en bancs épais, qui est connu depuis longtemps sous le nom local de grès de Kliva (ou de Titesti). Cet horizon, que l'on considère comme oligocène, est ce que les géologues ont pris l'habitude d'appeler les *schistes ménilitiques* (à cause de l'abondance des silex). Sa dureté lui assure un rôle important dans le relief. Les sommets les plus élevés de la zone du flysch tertiaire sont fréquemment formés par des grès de Kliva conservés dans des synclinaux.

Le néogène. — Le tertiaire récent ou néogène est largement déve-

loppé sur les deux versants des Karpates méridionales, et, bien qu'il ne tienne nulle part une place importante dans la haute montagne, nous ne pouvons négliger d'en indiquer les caractères principaux, étant donné le grand rôle qu'il joue dans la zone subkarpatique. Bien que toutes les questions pendantes soient loin d'être résolues, notre tâche est singulièrement facilitée par des travaux d'ensemble comme ceux de MM. S. Stănescu sur les terrains tertiaires de Roumanie, Koch sur ceux de Transylvanie, les recherches de MM. Mrazec et Teisseyre sur les terrains salifères, et le récent travail de M. Murgoci sur le tertiaire de l'Olténie.

Le massif banatique présente, au point de vue de la répartition des terrains néogènes, des caractères particuliers. Les deux étages méditerranéens des géologues autrichiens y sont représentés, tandis que le second seul est connu à l'E. de l'Oltu. Le premier étage méditerranéen est réparti à l'intérieur du massif cristallin en îlots conservés dans de petits bassins. Les seuls importants sont ceux de Petroszeni et de Hatzeg¹. Les géologues discutent encore sur l'attribution de ces couches à l'aquitainien ou au burdigalien. Leur faune, caractérisée par *Cerithium margaritaceum*, a certainement déjà des affinités miocènes. Mais ce qui nous importe surtout, c'est la nature pétrographique du dépôt. L'étude détaillée du bassin de Petroszeni, en vue de l'exploitation des lignites, a montré l'extraordinaire épaisseur des couches argilo-sableuses lignitifères, comprises entre deux horizons de conglomérats gréseux, qui marquent au début et à la fin un régime torrentiel (Hofmann 62). Les fossiles aussi bien que le facies montrent qu'il s'agit d'un dépôt lagunaire. En outre, la grande épaisseur des couches (700 m.) indique une extension jadis beaucoup plus grande du premier étage méditerranéen, et leur plissement vigoureux témoigne de mouvements du sol dans la période néogène.

Le miocène proprement dit, correspondant au deuxième étage méditerranéen des géologues autrichiens, est largement développé sur toute la bordure méridionale des Karpates, où on le désigne sous le nom de *formation salifère subkarpatique*. D'après les études récentes de MM. Mrazec et Teisseyre sur le miocène de la Munténie et de la Moldavie méridionale (116, 118), de M. Murgoci et sur le miocène d'Olténie (126), il semble en effet qu'on ne puisse accepter pleinement les identifications proposées par M. S. Stănescu (167), pour lequel le salifère correspond à l'helvétien ou *schlier*, et le deuxième étage méditerranéen est repré-

1. Le Burdigalien est aussi représenté dans les petits bassins tertiaires du plateau de Mehadinț (Bahna, Ponore), et a même récemment été trouvé à Gura Văii sur l'Oltu (Murgoci, 126).

senté par le tortonien. Dans les environs de Râmnicu Valcea, le sarmatique repose directement et en concordance sur le salifère, et on observe un passage graduel d'une formation à l'autre (Mrazec et Teisseyre **116**, p. 15). Le salifère miocène n'est qu'un facies dont l'extension peut varier d'une localité à l'autre.

C'est à l'Est de l'Oltu que cette formation est le plus développée et a été le mieux étudiée. Elle débute par des conglomérats à éléments cristallins et calcaires indiquant un ancien rivage. Puis viennent des grès et des marnes, où s'intercalent des massifs de sel et des bancs gypseux. En outre, on y rencontre des bancs d'un tuf dacitique dont l'origine reste assez mystérieuse en Roumanie, où l'on ne connaît aucune roche éruptive tertiaire. Quelquefois apparaissent des calcaires marneux à fucoides et des marnes à globigérines (Olténie). Les changements de facies sont tellement fréquents qu'il est impossible d'établir une série stratigraphique déterminée. Mais l'ensemble est des plus caractéristiques. On reconnaît de loin les bancs de tuf dacitique blancs ou verdâtres. Les régions salifères, généralement déboisées, sont soumises à un ravinement intense, qui ne peut être comparé qu'à celui des marnes sénoniennes. Même lorsque les escarpements étincelants d'un massif de sel n'attirent pas le regard, même lorsque la végétation spéciale qui s'établit dans les vallées aux alluvions couvertes d'inflorescences blanchâtres ne trahit pas le voisinage du sel, on ne saurait se tromper à la vue de ces pentes affouillées par les eaux sauvages, découpées en crêtes étroites et en ravins ramifiés à l'infini qui, sous un beau soleil d'été, rappellent à s'y méprendre certains aspects du Sud-Algérien.

Comme les marnes sénoniennes, la formation salifère miocène amène, partout où elle affleure largement, un abaissement général du relief et un élargissement des vallées. Nous verrons que son extension coïncide, en Moldavie et Munténie orientale, avec la zone des dépressions subkarpatiques.

A l'Ouest de l'Oltu, le facies salifère se trouve sporadiquement dans le miocène. Son extension est encore très grande aux environs de Râmnicu, où M. Murgoci a retrouvé le Palla (**126**). On a pu le suivre encore dans le district de Gorj, et même dans les petits bassins tertiaires du plateau de Mehedintzi. Toutefois, le facies qui tend à prédominer est celui du deuxième étage méditerranéen : à la base, calcaires, coquilliers analogues au Leithakalk, représentés dans le bassin de Bahna par le calcaire de Churchia et connus aussi à Polovraci; — au dessus, marnes fossilifères,

surmontées par une puissante assise de conglomérats, qui forment une série de massifs échelonnés tout le long de la bordure du plateau de Mehedintzi et des monts du Vâlcân, marquant les cônes de déjection des torrents miocènes. Les fossiles des marnes sont tortoniens (Stefănescu **167**), mais les conglomérats peuvent appartenir en partie au Sarmatien (Murgoci **126**, p. 695).

Sur le versant Nord et Ouest du massif banatique, le deuxième étage méditerranéen est connu depuis longtemps; il s'avance en un golfe venant du Nord par la vallée du Temes jusqu'à Plugova, un peu au Nord de Mehadia. Ce sont des couches détritiques, grès et conglomérats, contenant les alvéolines caractéristiques du calcaire de la Leitha avec une faune étudiée par MM. Schafarzik et Koloman Adda (**127** et **28**).

Le sarmatien a une extension bien plus grande même dans notre région, où ses affleurements sont très réduits à côté de l'espace qu'il occupe en Moldavie. Sur la bordure occidentale du massif banatique, il apparaît associé au tortonien sous forme d'argiles sableuses passant en haut à des sables grossiers (Schafarzik J. U. G. A. f. 1888). Sur la bordure méridionale, à l'est du Jiu, il forme une bande assez large. La roche dominante est une sorte de grès sablonneux avec quelques bancs de grès grossiers et coquilliers dont une partie au moins correspond au *Méotique* de la Moldavie¹.

Les derniers dépôts d'âge miocène sont les marnes du pontien (couches à congéries des auteurs anciens). C'est de tous les étages tertiaires celui dont la zone d'affleurement est le plus développée sur le versant roumain des Karpates méridionales. Au sud du massif banatique, il occupe toute la zone subkarpatique. Dans toute la zone des hautes collines il règne avec un facies marneux prédominant. En Munténie, le pontien, toujours marneux avec quelques bancs de graviers ou de sable, se montre associé aux mouvements orogéniques d'autant plus intimement qu'on avance vers l'Est. Il est plissé régulièrement à l'Est de la Dâmbovitza.

Le pliocène proprement dit (couches à paludines) est largement représenté sur les deux versants des Karpates méridionales. Au Nord, il forme la bordure même du massif cristallin des monts de Fogarash et du groupe du Surian. Ses caractères lithologiques et sa faune témoignent d'une dessalure presque complète des eaux. En Roumanie, le pliocène s'étale dans les basses collines, particulièrement en Olténie, où il est repré-

1. Le *Méotique* décrit par Teisseyre dans la région de Buzeu (**168**) comprend une partie du sarmatien et du pontien avec un facies littoral ou continental.

senté par des marnes argileuses avec niveaux sableux, dont la faune (*Unio* et *Vivipara*) évolue progressivement avec la dessalure des eaux, comme l'a bien montré S. Stănescu (167). En Munténie, la zone d'affleurement devient de plus en plus réduite et se limite à la bordure même des Karpates. Mais alors on voit se modifier les caractères pétrographiques et tectoniques. Des graviers, où l'on retrouve la faune pliocène, apparaissent, tantôt inclinés uniformément vers le Sud-Est de 8° à 15°, tantôt légèrement ondulés, parfois enfin réellement plissés avec le miocène (*couches de Căndesti*)¹.

En résumé, les dépôts tertiaires récents forment un ensemble de couches détritiques, en général peu consistantes, où dominent les argiles marneuses et les sables plus ou moins calcaires. Les variations de facies sont si fréquentes, qu'il est difficile de distinguer des horizons ayant une importance particulière par leur influence sur le relief du sol. On peut cependant noter une certaine opposition entre le sarmatique avec ses grès parfois assez durs pour donner des escarpements et la formation salifère avec ses schistes marneux, ses gypses et ses minces bancs de grès. Là où ces deux formations sont en contact, on voit souvent l'affleurement de la seconde marqué par une zone d'élargissement des vallées et d'affaissement général du relief (zone subkarpatique de la Munténie orientale et de la Moldavie méridionale). Mais le principal intérêt qu'offrent pour la géographie les terrains tertiaires est qu'ils nous renseignent par leur extension et leur facies sur les mouvements du sol qui ont progressivement modifié les conditions du modelé.

Aperçu tectonique. — Si variée que soit la succession des terrains qui constituent les Karpates méridionales, on peut, en somme, en résumer la succession par une division schématique très simple.

Nous avons une première série antérieure au flysch, comprenant un ensemble de terrains plus ou moins métamorphisés et soumis à des plissements violents; et une seconde série comprenant le flysch, où dominent presque exclusivement les roches d'origine détritique, relativement peu plissées et non métamorphiques.

Dans la première série on distingue une formation plus ancienne (paléozoïque), où le métamorphisme est à peu près général, avec les deux groupes de schistes cristallins et leurs roches éruptives; — une formation plus

1. C'est aussi Teisseyre (168) qui a défini les couches de Căndesti dans la région du Buzen en les classant dans le pliocène, d'après les *Unio* sculptés trouvés dans les lits marneux inférieurs.

récente (mésozoïque), où le métamorphisme ne s'est pas fait sentir partout et où l'élément calcaire joue un très grand rôle.

Dans la seconde série, on peut distinguer : 1° le flysch crétacé et paléogène; 2° la molasse (à partir des couches de Petroszeni), formée de couches détritiques meubles de facies très varié (salifère) où finissent par dominer les formations continentales (pontien-levantin).

Ces grandes divisions ont à elles seules une signification tectonique très nette. En effet, si l'on jette les yeux sur notre carte géologique, on verra que notre première série domine à l'Ouest de la Prahova, tandis qu'elle disparaît entièrement à l'Est de ce fleuve. Nous avons déjà noté

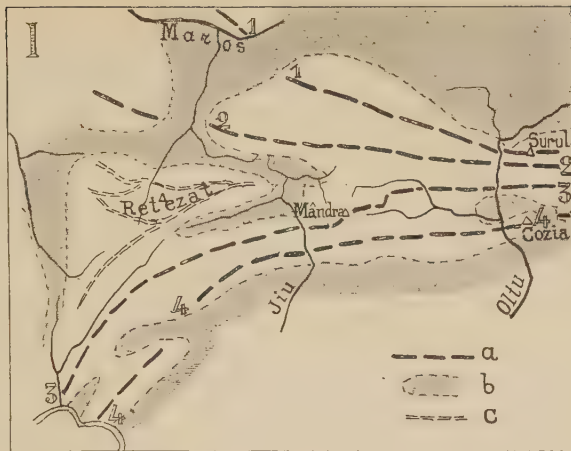
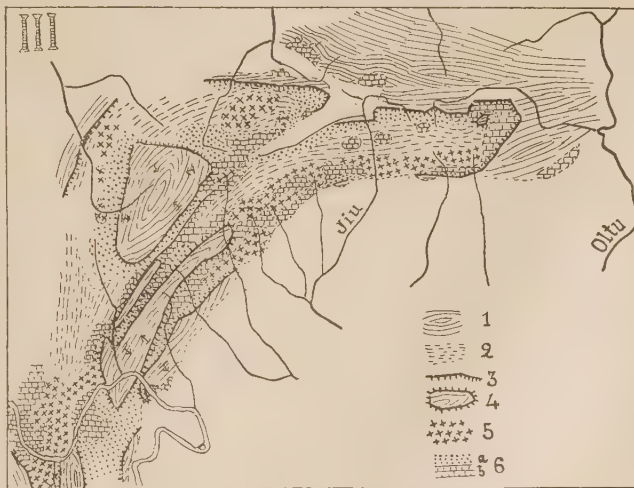


FIG. 1. — Évolution des conceptions sur la tectonique des Karpates méridionales. — I. D'après Inkey (1884). — II. D'après Schafarzik (1903). — III. D'après Murgoci (1906).

Légende détaillée. — I. a, axes anticlinaux; b, mers tertiaires; c, plis du Retezat. — II. A, massifs centraux; B, anticlinaux de schistes cristallins (mêmes numéros que pour Inkey); C, zones de phyllites (3° groupe); D, zones sédimentaires (principalement mésozoïques). — III. 1, Schistes cristallins 1^{er} groupe (micaschistes); 2, schistes cristallins 2^e groupe (chloritoschistes, 3^e groupe de Inkey); 3, lignes de chevauchement (trace du plan de charriage); 4, lambeaux de recouvrement; 5, granit; 6, mésozoïque : a, non calcaire, b, facies calcaire prédominant.



les différences profondes au point de vue du relief des Alpes de Transylvanie et de la région du flysch karpatique. Ces différences géographiques correspondent à des différences géologiques plus radicales encore. C'est là le premier grand fait tectonique qu'il convient de mettre en lumière. Cette distinction a été nettement indiquée à diverses reprises par M. Mrazec (108-115) et par nous-même (89). MM. Mrazec et Teisseyre vont jusqu'à assimiler le massif cristallin aux klippe des Karpates septentrionales (113-115). Nous croyons préférable de ne pas appliquer à un massif aussi étendu une expression créée pour un cas quelque peu différent et impliquant une théorie fortement contestée depuis quelques années. Mais on doit reconnaître que le massif cristallin des Karpates méridionales a une histoire entièrement différente de celle de la zone du flysch. Plissé antérieurement, il formait, à l'époque tertiaire, un continent, sur le pourtour duquel on peut suivre une ceinture de conglomérats littoraux.

D'âge différent, les accidents tectoniques ne sont en outre ni de même nature ni de même direction. Le raccordement des lignes directrices de la région du flysch avec celles du massif cristallin est difficile à concevoir. Il est regrettable que la région du Bucegi, si curieuse à tous égards, et dont M. Popovici Hatzeg nous a donné une excellente étude stratigraphique, n'ait pas encore été l'objet d'une étude tectonique détaillée. Autant qu'on en puisse juger, d'après les documents dont nous disposons, il semble qu'on doive y saisir des traces de la superposition de deux systèmes de dislocation d'âge différent dont l'interférence a amené des accidents transversaux Nord-Sud des plus curieux.

Une différence fondamentale entre le massif ancien et la région du flysch est que dans celle-ci les lignes tectoniques ont une influence très nette sur les grandes lignes du relief, tandis que les Alpes de Transylvanie offrent l'exemple singulier d'un désaccord apparent entre les lignes directrices du relief du sol et les accidents tectoniques les plus importants. C'est ainsi que la grande faille qui suit le Jietzu et coupe le Lotru supérieur, ne correspond à aucun trait important du relief actuel. Du moins est-elle parallèle au réseau des vallées longitudinales qui caractérisent les monts du Lotru. Mais c'est le seul grand accident tectonique qui présente cette orientation; les autres sont, en effet, dirigés du Nord-Est au Sud-Ouest, alors que les lignes directrices du relief sont, du Bucegi au Retiezat, dirigées de l'Est à l'Ouest. Suess avait déjà remarqué que les axes anticlinaux semblent se dérober successivement vers l'Ouest et venir se perdre sous les sédiments tertiaires récents en

Valachie (*la Face de la terre*, p. 633 à 645), disposition qu'il expliquait par un mouvement de torsion nécessaire au raccordement des Karpates avec les Balkans. Les recherches détaillées qui ont suivi cet essai de synthèse, si elles n'en ont pas confirmé la conclusion, ont justifié pleinement la constatation qui en formait le point de départ. Inkey lui-même, tout en proclamant l'accord parfait entre le relief et la tectonique, reconnaissait l'effacement des anticlinaux vers l'Ouest. Schafarzik découvrait dans le Massif banatique toute une série de fossés tectoniques. Mais c'est dans le Massif transylvain qu'on constate les faits les plus décisifs. D'après M. Reinhard, le gneiss de Cozia forme bien une traînée NE.-SW., comme Primics l'avait indiqué. La traînée calcaire du Stogu a la même orientation. La grande dislocation jalonnée par des lambeaux calcaires mésozoïques qui, d'après M. Murgoci, va de Ciunget sur la Latoritza à Polovraci prend aussi en écharpe les crêtes principales.

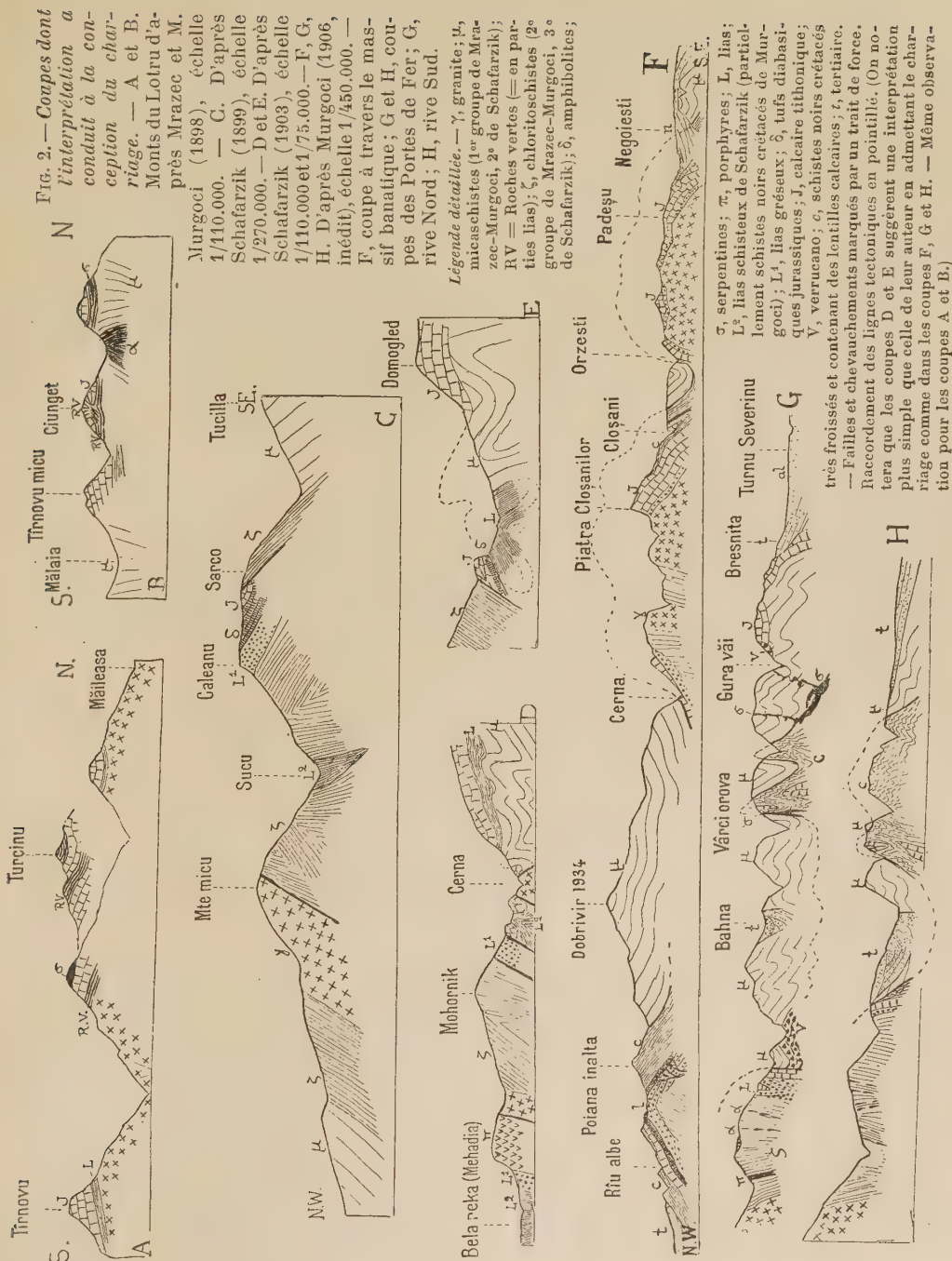
L'influence de ces accidents tectoniques sur le relief ne se traduit que par des adaptations de détail à la nature des roches. Les rivières s'encaissent dans le gneiss de Cozia. La traînée calcaire Stogu-Arnota est restée en saillie et attire de loin le regard par ses formes hardies, autant que par son orientation en désaccord si complet avec tous les traits du relief environnant. De même, les lambeaux calcaires jalonnant la faille Latoritza-Cernadia forment une série de petits massifs pittoresques. Mais ni les directions des cours d'eau ni celles des crêtes principales ne s'accordent avec celle de ces accidents.

Ce désaccord de la tectonique avec le relief a une signification géographique d'une grande importance. Si quelques-unes des dislocations les plus notables sont sans influence sur le modelé du relief actuel, il faut admettre que ces dislocations sont assez anciennes pour avoir été effacées par l'érosion et par des mouvements du sol plus récents. Peut-être aussi n'ont-elles pas le caractère de mouvements verticaux qu'on leur a attribué. Nous sommes ainsi amenés à envisager la possibilité de plusieurs périodes de dislocation. Nous devons aussi essayer d'en préciser la nature, une hypothèse récente nous représentant les dislocations les plus importantes comme étant dues à des charriages de type alpin.

Le charriage. — La période de dislocation la plus ancienne dont on puisse soupçonner les traces remonte au primaire. Elle paraît attestée par l'existence de conglomérats littoraux à la base du carbonifère du Banat, et par les éruptions dont le verrucano nous a conservé la trace

dans ses tufs changés en schistes violacés. Nous avons cru pouvoir dire qu'à la fin du primaire les grands traits de la structure des Karpates méridionales étaient déjà fixés (*la Roumanie, la Valachie*). Cette conclusion était surtout fondée sur l'extension des schistes noirs accompagnés de cipolins et de serpentines, dont M. Mrazec avait fait sa formation de Schela et qu'il rapportait au permo-carbonifère. L'argument tombe de lui-même, depuis que le passage de cette formation aux schistes liasiques a été démontré et que M. Mrazec a rangé sa formation de Schela dans la série cristallophyltienne mésozoïque. Il paraît difficile d'établir en quoi les dislocations primaires ont pu influencer sur le relief actuel, si ce n'est peut-être par la mise en place des massifs éruptifs, granites et gneiss granitiques. Il est même tout à fait invraisemblable qu'on puisse rien savoir sur cette première période de dislocation, si des plissements plus vigoureux allant jusqu'au charriage ont depuis remanié toute la montagne. Or, c'est ce qui paraît résulter des essais les plus récents de synthèse tectonique.

Depuis longtemps on sait que des mouvements orogéniques d'une grande énergie ont affecté les Alpes de Transylvanie avant l'ère du flysch. Bien avant que les nouvelles idées sur les charriages alpins se fussent répandues, les géologues avaient été frappés par les complications de structure des Karpates méridionales. On expliquait le Banat par un système de plis, hachés de failles obliques, avec effondrements longitudinaux, où Suess voyait le produit de l'effort de torsion qui amène le raccordement des Karpates avec le Balkan. Mais au fur et à mesure que les levés géologiques détaillés se poursuivaient, des faits de plus en plus curieux se révélaient. Schafarzik nous montrait toute une série de fossés tectoniques occupés par les chloritoschistes avec des lambeaux mésozoïques enveloppant les massifs de micaschistes et de gneiss granitique. Les recherches de MM. Mrazec et Munteanu Murgoci sur le versant roumain nous faisaient connaître dans les monts du Lotru et dans le Parângu des coupes d'une interprétation singulièrement difficile, éveillant l'idée de grands plis couchés, et nous révélaient l'existence de nombreux lambeaux calcaires mésozoïques, souvent liés à des failles avec roches éruptives. Le contact anormal du premier et du deuxième groupe cristallin était suivi du Jietzu à la Latoritza, et de Voineasa à Cernadia. La reconnaissance du groupe cristallin mésozoïque, tout en faisant faire un grand pas à la classification des schistes cristallins, posait une nouvelle énigme, celle du voisinage des terrains mésozoïques métamorphiques et non métamorphiques.



D'après M. Mrazec, les lambeaux mésozoïques représentaient les restes d'une carapace jadis continue, crevée par le soulèvement du massif cristallin, et dont les débris seraient tombés par paquets sur les bords en glissant sur un plan incliné. Le laminage des schistes et arkoses liasiques, le métamorphisme du secondaire injecté de serpentines, s'expliquait ainsi en partie; le phénomène restait cependant assez extraordinaire, difficile à comprendre et sans exemple connu ailleurs. L'idée d'appliquer aux Karpates les théories du charriage alpin devait tenter l'esprit d'un géologue hardi. Dans trois notes présentées à l'Académie des sciences de Paris, les 3 et 31 juillet et le 4 septembre 1905, M. Murgoci l'a tenté.

D'après lui, le contact anormal du premier et du second groupe cristallin est un fait général dans les Karpates méridionales. Le premier groupe, entraînant sa couverture mésozoïque, a été charrié en une immense nappe de plusieurs centaines de kilomètres de large par-dessus le second groupe. Ainsi s'explique la liaison du mésozoïque plus ou moins métamorphique avec les grandes dislocations accompagnées de roches éruptives; il apparaît sur le bord des fenêtres ouvertes par l'érosion dans la nappe charriée. Le secondaire peu ou point métamorphique est celui qui est resté à la surface de la nappe.

Nous ne pouvons songer à discuter ici en détail cette hypothèse, dont l'importance n'échappe à personne. Son auteur doit lui-même publier un travail étendu où il développera tous les arguments en sa faveur. L'objet de notre ouvrage est de nature toute différente. Cependant il ne nous est pas possible de rester sans prendre parti dans le débat. Quelques excursions, seul ou en compagnie de M. Murgoci, nous ont mis à même de le faire. Nous exposerons donc brièvement quel nous paraît être l'état de la question.

L'hypothèse du charriage a l'avantage incontestable de grouper dans une explication synthétique un grand nombre de faits énigmatiques pour lesquels on est obligé sans cela d'invoquer autant de cas particuliers. Le contact anormal du premier et du second groupe cristallin est un de ces faits. Il est connu depuis longtemps en maints endroits dans la vallée de la Cerna, dans le Retiezat et le Tzarcu, dans les monts du Lotru et le Parângu (V. fig. 2). Pour expliquer ce contact anormal, deux systèmes d'explication se présentent : le système des failles longitudinales, prenant les plis en écharpe, et le système du charriage. Dans le premier cas, on marque une faille verticale à chaque contact anormal. C'est ainsi qu'ont

été jusqu'à présent conçues la plupart des coupes des Karpates méridionales. Mais s'il n'y a là rien que des accidents locaux, comment expliquer la généralité du phénomène?

Ce n'est pas tout; très souvent le contact anormal est accompagné de chevauchement. On peut encore admettre une faille inverse. On obtient ainsi des fossés tectoniques avec chevauchement des deux côtés comme les représentent les coupes de Schafarzik dans le Tzarcu et la vallée de la Cerna. Or, il semble bien que le phénomène soit absolument général. Dans l'hypothèse du charriage, les fossés tectoniques deviennent de simples fenêtres ouvertes par l'érosion dans un anticlinal de la nappe charriée.

Le chevauchement du premier groupe cristallin sur le mésozoïque est encore un fait qui paraît général. Dans l'hypothèse des failles longitudi-



FIG. 3. — Panorama pris des hauteurs entre Brebina et Motru, vue vers le Nord.

La pente des couches est indiquée par des flèches. — γ , granite; μ , micaschistes; P, verrucano; J, calcaire tithonique; C, schistes noirs crétacés. On voit nettement l'extrémité du lambeau de recouvrement de micaschistes, conservé dans un synclinal dont les deux flancs sont formés par le crétacé et le jurassique, reposant à l'Est sur le granit en place par l'intermédiaire du verrucano.

nales, nous avons affaire à une série de cas particuliers, sans liaison avec le contact anormal des deux groupes paléozoïques. Dans l'hypothèse du charriage, tous ces faits sont connexes.

Une grande importance doit être attachée à l'étude exacte des contacts. Or, partout où elle a été poussée en détail, se révèlent deux faits qui sont bien difficiles à expliquer autrement que par le charriage : 1° la ligne de chevauchement est souvent très fortement inclinée, parfois voisine de l'horizontale, si bien qu'on peut suivre dans les vallées la superposition des micaschistes sur le mésozoïque pendant plusieurs kilomètres, ainsi dans les vallées au voisinage de Cloșani et sur la bordure du plateau de Mehedinți; 2° le contact est marqué par une formation assez énigmatique, brèche de friction cimentée d'éléments éruptifs, qui témoigne d'efforts orogéniques formidables. Une pareille formation n'a guère de raison d'être dans le cas d'accidents locaux, elle s'explique au contraire très bien

dans l'hypothèse de grands mouvements de translation horizontale. Le métamorphisme des terrains secondaires trouve aussi son explication rationnelle dans les actions dynamométamorphiques exercées et l'injection des masses éruptives le long de la face de charriage.

Si bien des points obscurs sont éclaircis par la nouvelle hypothèse, il reste encore plus d'une question à résoudre. Dans quel sens s'est produit le charriage? M. Murgoci ne se prononce pas à ce sujet. On ne connaît ni charnières frontales ni racines nettes. D'après la prédominance de l'orientation NE.-SW. dans les grandes dislocations, il semble qu'on puisse admettre que le mouvement s'est fait soit du Nord-Ouest vers le Sud-Est, soit du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Dans le premier cas, on doit espérer que des recherches détaillées feront découvrir tôt ou tard quelques charnières frontales, quoiqu'il soit vraisemblable que les têtes de plis sont ensevelies profondément sous la molasse tertiaire. Si l'absence de plissements notables dans la zone de collines d'Olténie paraît peu favorable à l'hypothèse d'une translation vers le Sud-Est, il faut noter que le tertiaire transylvain n'est pas plus disloqué. Des recherches récentes ont révélé en Olténie même des dislocations du tertiaire plus importantes qu'on ne le soupçonnait, et la zone des dépressions subkarpatiques leur doit en partie son origine.

Le mécanisme du charriage n'est pas davantage connu. Pour M. Murgoci, il n'y a qu'une nappe charriée, et nous n'avons aucune indication sur son enveloppe. Les charriages alpins sont considérés comme s'étant produits en profondeur, sous une épaisseur de plusieurs milliers de mètres de flysch ou de molasse, et partout on y a reconnu un système de plusieurs nappes. Il est probable que c'est le mésozoïque non métamorphique qui formait ici l'enveloppe de la nappe; l'érosion l'a presque partout dispersée, sauf à l'Est des Fogarash, où la nappe n'a pas encore été entamée. Peut-être des études plus détaillées révéleront-elles dans le mésozoïque métamorphique plusieurs nappes secondaires. Mais il est possible aussi que l'érosion n'ait pas encore pénétré assez profondément pour nous montrer, comme elle l'a fait dans les Alpes, une série de nappes superposées. On peut espérer quelques lumières à ce sujet de l'étude orographique des hautes Karpates, si, comme nous espérons le montrer, la dénudation a été guidée par des mouvements du sol différents des plissements alpins.

L'âge du charriage est très important à considérer. D'après M. Murgoci, il serait très antérieur aux charriages alpins. Tous les géologues qui ont

étudié les Karpates méridionales ont considéré la fin du secondaire comme la période des grands mouvements orogéniques. M. Schafarzik a plusieurs fois exprimé très nettement son opinion à ce sujet (**151-153**), de même que M. Mrazec (**113**). Seul, M. Bergeron a émis l'hypothèse des charriages d'âge miocène dans la région du Bucegi (**33**). Les objections suivantes ne permettent guère d'admettre cette manière de voir : 1° on ne connaît nulle part de chevauchement du cristallin ou du secondaire sur le tertiaire ; 2° le flysch tertiaire débute partout par des conglomérats littoraux d'origine locale ; 3° l'étude détaillée de la région de Râmnic a montré que toutes les formations tertiaires jusqu'au sarmatien se succèdent sans discordance aucune (Murgoci **126-137**).

M. Murgoci considère le charriage comme antérieur au flysch. Il doit d'autre part être postérieur au dépôt des terrains les plus récents qui y sont associés. Ces terrains seraient les schistes noirs du plateau de Mehedintzi classés comme barrémiens. Malheureusement l'âge de ces schistes n'est pas nettement fixé. L'âge du charriage reste donc problématique, mais certainement crétacé. S'il en est ainsi, on doit admettre des mouvements du sol postérieurs au charriage. Les anticlinaux qui ont été notés depuis longtemps par Inkey sont des ondulations de la nappe et de son substratum, qui peuvent être plus récentes que le mouvement de translation horizontale, ou avoir été exagérées depuis, parfois même avoir abouti à des failles. C'est ainsi que le flysch et même le néogène sont affectés de plis plus ou moins prononcés sur le bord et à l'intérieur du massif ancien.

La répartition et les facies des terrains tertiaires montrent que les Alpes de Transylvanie ont formé à partir du flysch une île ou presque île dont l'altitude a constamment varié. Rien n'indique une diminution graduelle de cette altitude. Au contraire, on observe une alternance de dépôts de mer relativement profonde, de mer littorale très agitée et de dépôts torrentiels ou continentaux. D'après MM. S. Stănescu et Murgoci, les principales périodes de mouvements orogéniques dont témoignent les dépôts tertiaires se placent après l'oligocène, au sarmatien, et après le pontien. Ces trois périodes se retrouvent dans la région du flysch karpatique, où des plissements énergiques se sont produits, d'après MM. Mrazec et Teisseyre, jusqu'au début du quaternaire (**119**).

Conclusions. — Quelles conclusions pouvons-nous tirer de ce rapide aperçu géologique ? Quelques-unes des questions géographiques soulevées peuvent-elles être considérées comme éclaircies ?

La question du raccord des Karpates avec les Balkans n'est pas résolue, mais elle s'évanouit. Les Karpates ne sont pas une unité, l'ensemble que le géographe groupe sous ce nom comprend deux chaînes d'âge et de nature complètement différentes, la région du flysch, dont le plissement s'est fait sentir jusqu'au tertiaire le plus récent, et les Alpes de Transylvanie, massif relativement ancien qui s'étend au delà du Danube jusqu'au Timoc. Au problème du raccordement des Karpates aux Balkans se substitue celui du raccordement des deux tronçons des Karpates. L'étude tectonique de la région du Bucegi nous apporterait à ce sujet des éléments d'information précieux.

Dans les Alpes de Transylvanie, qui doivent nous occuper particulièrement, nous avons tenu à bien fixer la nature des assises géologiques qui forment le sous-sol. Mais nous n'avons pu noter que des adaptations de détail à la nature des roches. Ni les grandes vallées transversales, ni les crêtes principales, ne sont en rapport avec des différences de dureté du sous-sol. La tectonique elle-même n'en rend pas compte. Un désaccord trop manifeste existe entre les dislocations les plus importantes et les grandes lignes du relief. Ces apparences paradoxales s'expliqueront si nous démontrons que les Alpes de Transylvanie doivent leur configuration actuelle aux effets combinés d'un grand charriage et d'une dénudation guidée dans son action par des mouvements épeirogéniques prolongés jusqu'au tertiaire récent.

Ainsi l'histoire des Karpates méridionales serait en somme celle des Alpes, reproduite en un rythme en quelque sorte ralenti, et dans des proportions bien moindres. Au lieu d'une révolution violente et hardie, concentrée à la fin du tertiaire, la genèse de notre montagne aurait été le laborieux et timide enfantement d'une longue série de périodes géologiques.

Pour apprécier les mouvements du sol qui ont façonné les Alpes de Transylvanie par de multiples cycles d'érosion, nous envisagerons successivement la région subkarpatique, le plateau de Mehedinți, le massif banatique et le massif transylvain. L'histoire des vallées transversales pourra alors être éclaircie à la lumière des faits acquis.

La question du raccord des Karpates avec les Balkans n'est pas résolue, mais elle s'évanouit. Les Karpates ne sont pas une unité, l'ensemble que le géographe groupe sous ce nom comprend deux chaînes d'âge et de nature complètement différentes, la région du flysch, dont le plissement s'est fait sentir jusqu'au tertiaire le plus récent, et les Alpes de Transylvanie, massif relativement ancien qui s'étend au delà du Danube jusqu'au Timoc. Au problème du raccordement des Karpates aux Balkans se substitue celui du raccordement des deux tronçons des Karpates. L'étude tectonique de la région du Bucegi nous apporterait à ce sujet des éléments d'information précieux.

Dans les Alpes de Transylvanie, qui doivent nous occuper particulièrement, nous avons tenu à bien fixer la nature des assises géologiques qui forment le sous-sol. Mais nous n'avons pu noter que des adaptations de détail à la nature des roches. Ni les grandes vallées transversales, ni les crêtes principales, ne sont en rapport avec des différences de dureté du sous-sol. La tectonique elle-même n'en rend pas compte. Un désaccord trop manifeste existe entre les dislocations les plus importantes et les grandes lignes du relief. Ces apparences paradoxales s'expliqueront si nous démontrons que les Alpes de Transylvanie doivent leur configuration actuelle aux effets combinés d'un grand charriage et d'une dénudation guidée dans son action par des mouvements épirogéniques prolongés jusqu'au tertiaire récent.

Ainsi l'histoire des Karpates méridionales serait en somme celle des Alpes, reproduite en un rythme en quelque sorte ralenti, et dans des proportions bien moindres. Au lieu d'une révolution violente et hardie, concentrée à la fin du tertiaire, la genèse de notre montagne aurait été le laborieux et timide enfantement d'une longue série de périodes géologiques.

Pour apprécier les mouvements du sol qui ont façonné les Alpes de Transylvanie par de multiples cycles d'érosion, nous envisagerons successivement la région subkarpatique, le plateau de Mehedinți, le massif banatique et le massif transylvain. L'histoire des vallées transversales pourra alors être éclaircie à la lumière des faits acquis.

LÉGENDE

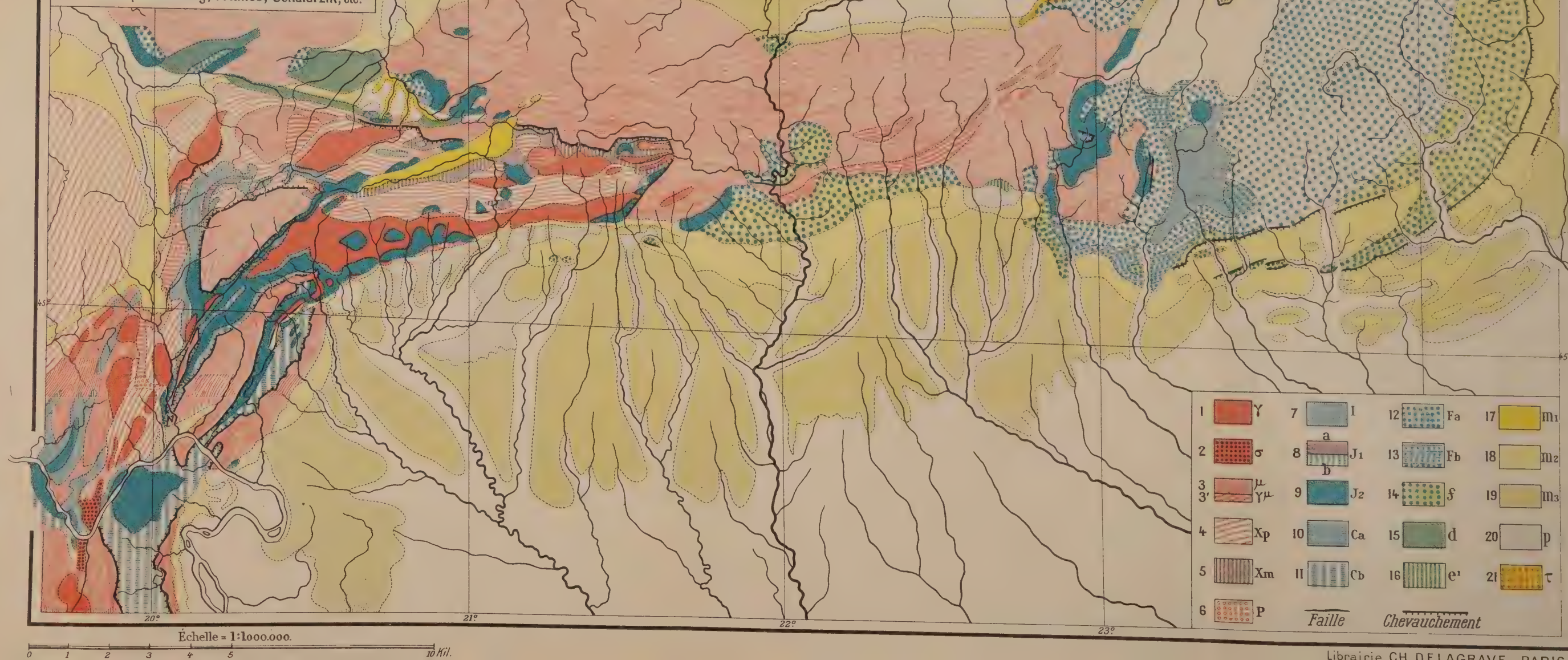
1. — Granite et roches granitoïdes.
2. — Massifs importants de serpentines, gabbros, etc.
3. — Schistes cristallins série paléozoïque, groupe inférieur (micaschistes).
- 3' — Gneiss du type Cozia.
4. — Série cristalline paléozoïque, groupe supérieur (chloritoschistes.)
5. — Schistes cristallins série mésozoïque (en partie lias métamorphique).
6. — Primaire non métamorphique et verrucano.
7. — Lias schisto-gréseux non métamorphique.
8. — Jurassique non calcaire (9a, Tuf diabasique du Tzarcu. 9b, Jurassique moyen argilogréseux).
9. — Calcaires secondaires (tithonique.)
10. — Crétacé inférieur marnocalcaire (Barrémien).
11. — Schistes noirs crétacés (Barrémien?).
12. — Flysch crétacé à faciès gréseux dominant.
13. — Flysch crétacé à faciès marneux (Sénonien dans la région Prahova).
14. — Flysch tertiaire.
15. — Danien (couches à Dinosauriens de Hatzeg).
16. — Eocène nummulitique.
17. — Aquitanien-Burdigalien (1^{er} étage méditerranéen).
18. — Miocène de l'Helvétien au Sarmatien.
19. — Pontien et pliocène (sauf les couches de Candesti).
20. — Couches de Candesti (pliocène continental).
21. — Tufs trachytiques tertiaires.

N.-B. — Les figurés des schistes cristallins et du flysch indiquent les directions tectoniques.

CARTE GÉOLOGIQUE DES KARPATES MÉRIDIONALES

dressée par
E. de MARTONNE

d'après les travaux de MM.
Inkey, Hofmann, Loczy, Mrazec, Murgoci,
Nopcsa, Popovici Hatzeg, Primics, Schafarzic, etc.



La quest
 mais elle s'
 le géograp
 nature con
 s'est fait se
 vanie, mas
 Timoc. Au
 titue celui
 tonique de
 d'informat

Dans les
 ment, nou
 forment le
 détail à la
 crêtes pri
 sous-sol.
 trop mani
 grandes l
 nous dém
 actuelle a
 guidée de
 jusqu'au t

Ainsi l
 Alpes, re
 portions
 centrée à
 laborieux
 giques.

Pour é
 Transylv
 cessivem
 banatiqu
 pourra a

CHAPITRE III

LA ZONE SUBKARPATIQUE EN OLTÉNIE

Historique de l'étude de la zone subkarpatique. — Depuis Baia de Arama jusqu'à Câmpullung, la zone subkarpatique présente, quelles que soient les différences locales de ses aspects, des caractères communs que nous avons déjà notés. Le bord du massif ancien est toujours marqué par un brusque affaissement du relief. Pour s'engager dans la montagne, on doit gravir des pentes très raides par des sentiers souvent ravinés. Lorsqu'on s'est élevé de 200 à 300 mètres, on voit, en se retournant vers le Sud, des hauteurs qui se dressent souvent avec l'aspect de petites montagnes (Magura Stlatiorului, Dealu Secui, Dealu Sporesti, etc.) et dans lesquelles les vallées s'encaissent, après s'être étalées à la sortie de la montagne en des plaines presque horizontales.

La zone déprimée qu'on peut suivre ainsi sur une étendue de près de 200 kilomètres n'a été signalée pour la première fois qu'en 1898. Les cartes d'échelle moyenne ne permettent guère de la soupçonner, et il faut avoir recours à la carte au 1/57.600 pour en reconnaître les traits principaux souvent parfaitement rendus, malgré l'absence de cotes d'altitude. M. Alimanesteanu, ingénieur des mines, a le premier, au cours d'excursions en Olténie, reconnu la zone en question et attira sur elle l'attention de M. Mrazec, qui, dans son étude sur le cours des rivières en Valachie (108, 1898), lui consacra quelques pages (p. 6 à 8). Il constate que « la dépression peut être suivie depuis l'Oltu jusqu'à l'Ouest du Jiu... et sépare les Karpates des terrains tertiaires de la plaine roumaine... De nombreux dos peu élevés la coupent transversalement, formant en général la ligne de séparation entre deux vallées ou deux vallons... On découvre en outre plusieurs fonds plats d'anciens lacs... chacun de ceux-ci est traversé par une rivière ou un torrent important... La dépression est en grande partie

dans les marnes miocéniques... les dos sont entièrement constitués par ces formations, tandis que l'espace qui les sépare est habituellement comblé par des terrasses de graviers et de sable ». Enfin il ajoute que l'origine de cette dépression « est encore à chercher ».

En 1898, une excursion faite en Olténie en compagnie de M. Mrazec me faisait faire connaissance avec la zone subkarpatique à Bumbesti et Novaci. En 1899, j'en entreprenais l'étude de Novaci à Polovraci, et en attribuais l'origine première à des mouvements du sol (80). Mes conclusions étaient confirmées par une note de Mrazec sur la dépression subkarpatique de Câmpullung, y révélant l'existence d'un synclinal de graviers levantins (111). En même temps, ce géologue étudiait les terrasses de la dépression de Târgu Jiu et attribuait au pliocène les graviers les plus élevés (110). Pendant mes campagnes de 1900 et 1903, j'ai repris en détail l'étude de la zone subkarpatique. Mes conclusions ont été communiquées dans plusieurs notes à l'Académie des sciences (6 mai 1901, 18 et 25 juillet 1904).

Le présent chapitre était entièrement rédigé lorsque parut l'important travail de M. G.-M. Murgoci sur les formations tertiaires de l'Olténie (126). L'abondance des détails qui y sont donnés, confirmant et élargissant mes conclusions sur l'origine tectonique des dépressions subkarpatiques, m'a permis d'abréger notablement les descriptions géologiques.

Distinction entre les dépressions subkarpatiques à l'Ouest et à l'Est du Gilortu. — La zone des dépressions subkarpatiques n'est pas partout également bien développée. Sa largeur varie de 20 kilomètres (Târgu Jiu) à 4 ou 5 kilomètres à peine. Tantôt elle est nettement limitée par des crêtes élevées (Magura Slatiorului, Dealu Sporestii; tantôt elle s'ouvre largement vers le Sud, et sa limite est à peine indiquée par un léger bombement du sol. Tantôt les rivières s'y étalent en divaguant sur des plaines marécageuses (Tismana), tantôt au contraire elles sont encaissées dans des ravins profonds (Polovraci).

Cette variété d'aspects se fait sentir surtout à l'Est et à l'Ouest du Gilortu.

À l'Ouest, en effet, d'une ligne passant par Novaci, Bengesti, Cărbunesti, nous trouvons les dépressions subkarpatiques à des altitudes variant de 200 à 300 mètres, formant des plaines faiblement inclinées vers le Sud sur une largeur de 10 à 20 kilomètres et parcourues par des rivières divagantes dont le lit est généralement à peine entaillé dans les terrasses de cailloutis. Des dos de terrain peu élevés séparent chaque vallée. — Tout autre est l'aspect à l'Est. Jusqu'à l'Olt, les dépressions subkarpatiques se trouvent à des altitudes supérieures à 500 mètres. Ce sont des terrasses parfois aussi unies qu'une table, mais toujours entaillées plus ou moins

profondément par des vallées. Nous avons déjà marqué ces contrastes et essayé de les traduire par les termes de *zone des dépressions subkarpatiques proprement dite* et de *zone des terrasses subkarpatiques* appliqués aux deux régions (89). Nous avons même montré que les conditions du peuplement étaient différentes de part et d'autre du Gilortu¹. Nous allons essayer de voir quelle est la raison d'être de ces différences et de ces ressemblances dans les deux parties de la zone subkarpatique d'Olténie.

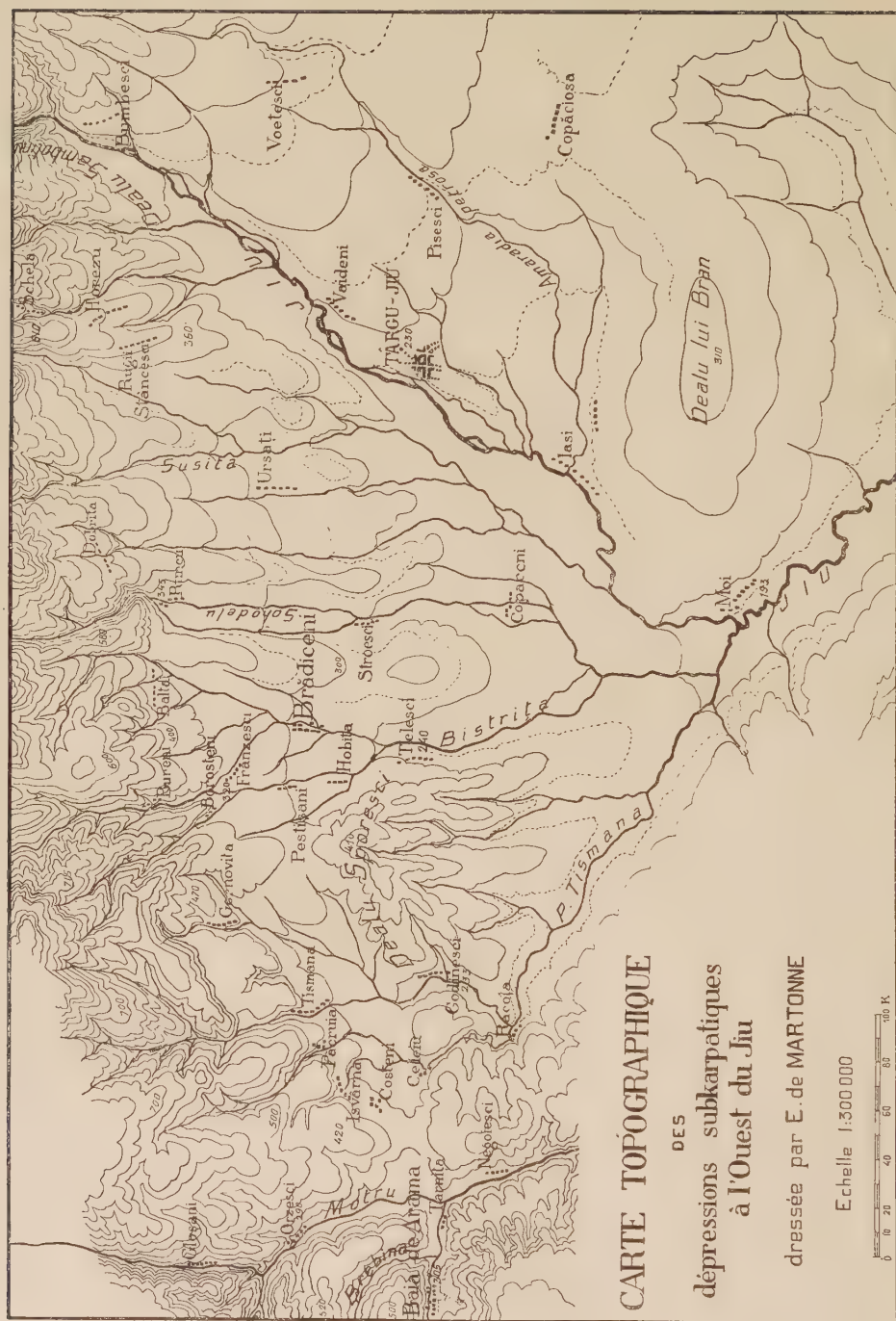
La zone subkarpatique à l'Ouest du Gilortu. Disposition du réseau hydrographique. — Jetons d'abord un coup d'œil sur la carte (fig. 4). La disposition du réseau hydrographique ne peut manquer de frapper. Il semble que toutes les eaux qui descendent du versant sud du Parângu et des monts du Vâlcan veuillent converger vers un point voisin de Târgu Jiu. Toutes n'y parviennent pas. La rivière Tismana rassemble les eaux du Sohodelu et de la Bistritza, pour les faire déboucher dans le Jiu un peu plus au Sud. Le Gilortu s'échappe lui-même par un coude brusque, pour couler indépendant vers le Sud jusqu'à Filiasi.

La tendance des rivières à converger vers Târgu Jiu s'explique aisément si l'on observe que cette ville est seulement à 230 mètres d'altitude, au centre d'une plaine qui est la plus vaste des dépressions subkarpatiques. Cette plaine n'est cependant pas dépourvue de pente. De Târgu Jiu à Bumbesci, où le Jiu sort de la montagne, le sol s'élève de 100 mètres sur une distance de 18 kilomètres². La pente moyenne du fleuve est de 5 mètres par kilomètre. C'est celle d'un torrent; son lit n'est d'ailleurs pas fixé. Dès Bumbesci commence la division en plusieurs bras, et, à Târgu Jiu même, s'étalent encore de vastes îles boisées. Le régime de l'écoulement des eaux est nettement torrentiel. Les maigres réduisent le fleuve à un ruisseau, qui serpente au milieu de grèves sableuses; les crues inondent le lit majeur sur plusieurs kilomètres. Les pluies d'été les déchainent parfois avec une violence et une soudaineté inouïe (E. de Martonne 88). Le lit du fleuve est partout établi dans les cailloutis qui forment la terrasse sur laquelle est bâtie Târgu Jiu. La dépression de Târgu Jiu semble donc, au premier abord, une sorte de vaste cône de déjection sur lequel le fleuve divague dans une vallée à peine entaillée.

On peut considérer comme très vraisemblable que cette région a été

1. *Recherches sur la répartition géographique de la population en Valachie.*

2. Altitude du confluent du Sadu à Bumbesci, 335 m., d'après mes mesures barométriques.



L'hydrographie est tracée d'après la carte de Szathmari, le tracé des courbes de 50 en 50 mètres avec courbes auxiliaires de 25 m. est basé sur près de 200 altitudes déterminées brométriement et sur de nombreux exoquis. On n'a reproduit que les côtes principales, en vue de faciliter la lecture.

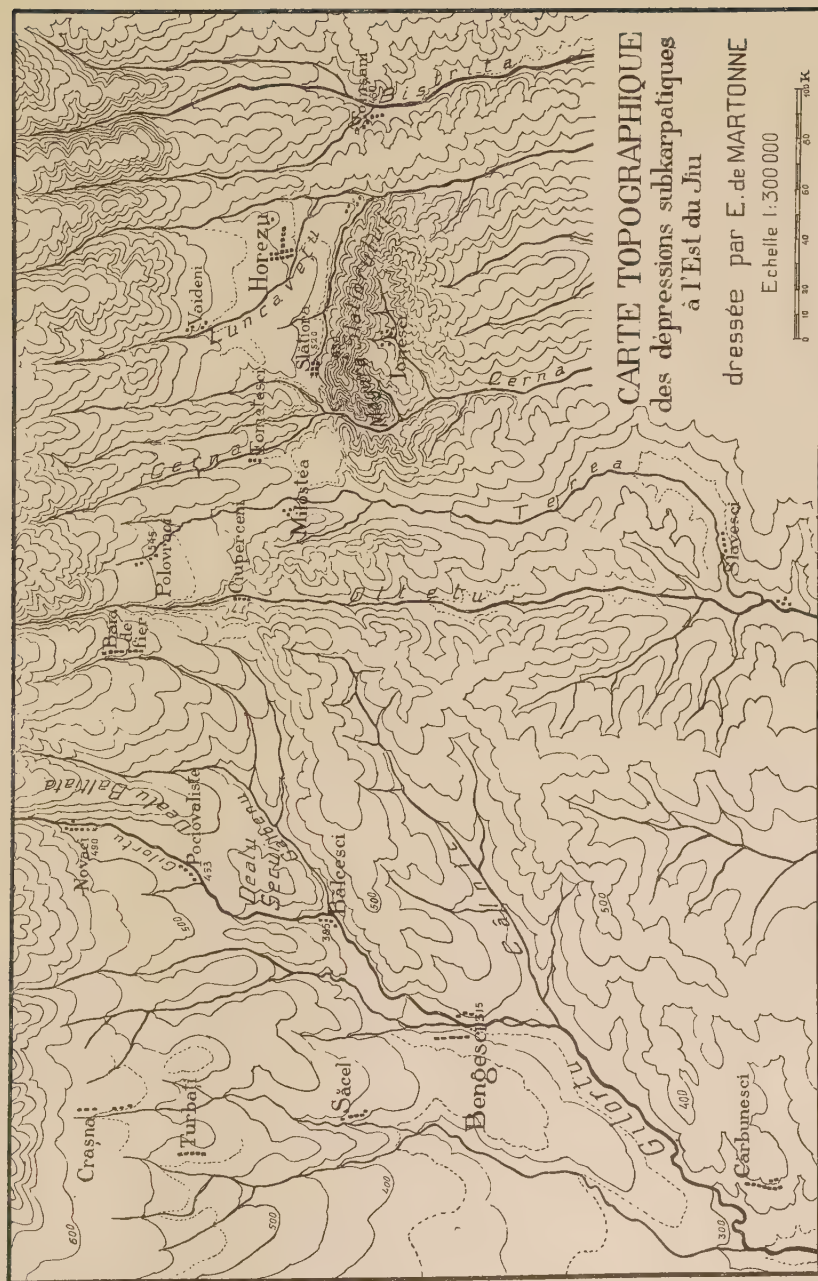


Fig. 5.
 Figuré du terrain comme pour la figure 4.

le théâtre de changements récents du réseau hydrographique. M. Mrazec a signalé la capture de l'Amaradia Seca, affluent du Jiu, par le Gilortu, mais sans en discuter les raisons (108). Nous verrons qu'on peut découvrir et démontrer bien d'autres captures dans la zone subkarpatique.

La dépression de Târgu Jiu. Terrasse inférieure. — La dépression de Târgu Jiu est la plus basse et la plus vaste des dépressions subkarpatiques. La capitale du département de Gorj y est assise sur une terrasse dominant de 15 mètres le fleuve aux basses eaux; la route de Petrosheni court droit au Nord pendant 18 kilomètres à la surface de cette terrasse, sans qu'on soupçonne la vallée, jusqu'au moment où on descend à Bumbesci comme dans un gouffre dans la gorge par où le Jiu sort de la montagne. L'altitude de la terrasse s'est élevée et atteint 25 mètres. Mais sa composition n'a pas changé : cailloux roulés d'origine cristalline de grosseur moyenne, emballés dans un sable grossier de même nature et recouverts d'une couche de limon épaisse de 1 à 2 mètres.

Rien de particulier à remarquer dans cette terrasse; on peut la suivre tout le long de la vallée du Jiu jusqu'à Craiova, son âge est certainement quaternaire. Faut-il y voir, comme l'a proposé M. Mrazec (110), une terrasse fluvio-glaciaire? L'éminent géologue ne prétend sans doute pas assimiler exactement la terrasse de Bumbesci aux terrasses fluvio-glaciaires des Alpes, passant nettement aux moraines. Les glaciers du versant Sud du Parângu ont été trop peu importants pour fournir au Sadu les éléments d'une terrasse comme celle qui s'étend de Bumbesci à Târgu Jiu, et ceux du versant Nord n'ont pu contribuer qu'à la formation des terrasses de Petrosheni. M. Mrazec a été frappé par la nature du limon argilo-sablonneux, les poches et les lits de graviers qu'il renferme à Bumbesci. Ce limon n'est évidemment pas un vrai lœss, mais un produit du ruissellement, qu'on retrouve dans toute la zone subkarpatique et même parfois jusqu'au cœur de la montagne (bassin de Brezoiu). Le mélange avec de gros blocs est local et peut s'expliquer par des crues foudroyantes amenées par de grandes pluies, comme celle que nous avons observée en 1900 (88). Ces crues prennent naissance dans le bassin de Petrosheni; l'étranglement de la vallée dans la traversée des hautes Karpates joue le rôle d'une espèce d'écluse, qui retarde la marche de la vague d'inondation et la fait monter par endroits jusqu'à 15 mètres au-dessus de l'étiage; mais une fois la résistance du défilé épuisée, la masse des eaux se précipite comme par la brèche d'une digue rompue et parcourt avec

une rapidité foudroyante toute la dépression subkarpatique. Ses eaux sont chargées de limon et roulent des blocs considérables. Il est permis de croire que le phénomène qu'on observe encore à l'heure actuelle devait être bien plus fréquent à l'époque diluviale où les précipitations étaient plus abondantes. Ce qui tend à rendre encore plus plausible cette explication, c'est que les poches et lits de graviers et les gros blocs isolés empâtés dans le limon ne se rencontrent dans la terrasse inférieure qu'au voisinage de la vallée actuelle du Jiu. Au delà de Petresci, la terrasse est formée par un limon lèsssoïde, beaucoup plus pur et assez épais, reposant sur des cailloutis avec poches de sable.

Terrasse supérieure. — La terrasse de Bumbesci-Târgu Jiu correspond à une phase d'accumulation dans des conditions de pente du thalweg peu différentes des conditions actuelles. Il en est autrement de la terrasse supérieure, qui apparaît sous forme de collines dès Târgu Jiu.

Tout le long de la route qui mène à Bumbesci, on peut voir, à gauche, des dos de terrains d'altitude croissante, parfois sapés en falaises par le Jiu lui-même et qui s'appuient au Nord sur le bord même du massif cristallin des hautes Karpates. Des marnes miocènes, probablement d'âge pontien, forment ces croupes allongées, mais sont recouvertes d'un manteau de cailloutis augmentant d'épaisseur au fur et à mesure qu'on se rapproche de la montagne. Le village de Bumbesci aligne ses maisons au pied d'une terrasse très nette, supérieure à la terrasse déjà signalée et entièrement formée par les mêmes cailloutis, qui, sur la rive droite du Jiu, laissent percer les marnes au Dealu Sâmbotinu.

L'extension de la terrasse supérieure a été marquée au voisinage de la montagne par M. Mrazec. Ce géologue considère les graviers qui la forment comme l'équivalent des couches de Căndesci de Munténie, c'est-à-dire comme pliocéniques (108, 110). L'état de décomposition avancée des granites, la coloration des quartz roulés, parlent en faveur de l'ancienneté de ces dépôts. On peut en reconnaître les caractères et l'épaisseur considérable, soit en remontant Valea lui Sherp, vallée affluente du Sadu presque toujours à sec, soit en parcourant les environs de Schela, où des ravinements profonds de 20 à 30 mètres entaillent les cailloutis. La stratification torrentielle est d'autant plus nette qu'on se rapproche de la montagne. A Schela, des blocs énormes sont irrégulièrement distribués dans un cailloutis de taille moyenne à éléments cristallins et calcaires; la rubéfaction est profonde, mais très irrégulière. A Valea lui Sherp, les

éléments du dépôt sont mieux calibrés, mais des cordons de cailloutis grossiers la traversent cependant en tous sens.

Il faut insister particulièrement sur la puissance et l'extension de cette formation. M. Mrazec l'a retrouvée au Gornicel entre Valea Porcului et Valea Văjoei, probablement au-dessus de 600 mètres. Je les ai constatés à Palavile sur le chemin du Molidvis jusqu'à 580 mètres; c'est aussi l'altitude des terrasses de Schela, mais une mince pellicule de cailloux roulés s'observe encore plus haut au-dessus du village sur la route de Buliga à une altitude de 750 mètres. Ainsi, il semble que tout le bord de la montagne ait été enseveli à la fin du pliocène sous un épais manteau de cailloutis torrentiels.

Il est fort regrettable que les conditions topographiques et géologiques de cette région nous soient aussi imparfaitement connues. Du moins devons-nous à M. Mrazec une carte et un profil très intéressants des environs de Bumbesci (V. fig. 6), qui montrent que les graviers pliocènes remplissent des vallées creusées en partie dans le massif ancien, en partie dans les marnes pontiennes. Ces vallées apparaissent comme au moins égales en dimensions aux vallées actuelles; leurs formes ne sont pas plus hardies, ni leurs versants plus raides. Elles témoignent d'une évolution du relief parvenu à la maturité. On doit en outre remarquer que celle qui paraît correspondre au Jiu n'a pas, par rapport aux autres, la même supériorité que la vallée du Jiu actuelle. Les graviers pliocènes formant une terrasse ravinée se suivent dans la large vallée du Sadu jusqu'au-dessous de Păstaia; ils manquent complètement dans la gorge du Jiu entaillée à pic dans le granit. On s'explique ainsi la vallée épigénétique du Jiu signalée par M. Mrazec (110). Le fleuve, au lieu de creuser son lit dans la terrasse de Palavile, s'encaisse encore un moment dans une plate-forme granitique après sa sortie de la montagne. Ce cours lui a été imposé par le Sadu, jadis plus puissant, alors qu'il coulait à la surface des alluvions anciennes.

La terrasse inférieure de Târgu Jiu est une chose très simple, la surface en est parfaitement conservée. Il en est autrement de la terrasse supérieure. Il s'agit ici vraisemblablement d'une sorte de vaste glacis, formé par la jonction des cônes de déjection de plusieurs rivières convergeant vers la dépression de Târgu Jiu. Dans quelle mesure l'érosion a-t-elle respecté cette surface primitive? C'est ce qu'il nous est encore difficile de dire, avant d'avoir poussé plus loin nos recherches.

Région Carbunesci-Bengesci. — Le chemin de fer de Târgu Jiu à Filiasi, au lieu de suivre la vallée du Jiu, emprunte celle du Gilortu. Il a l'avantage de desservir ainsi le vieux centre de foire qu'est Cărbunesci. Mais on n'aurait jamais songé à ce tracé, si le passage de la vallée du Jiu à celle du Gilortu ne se faisait par un seuil insignifiant. A Copaciosa, point le plus élevé de la voie ferrée, on n'atteint pas 300 mètres. Le trajet de Cărbunesci à Târgu Jiu paraît se faire dans une large vallée aux versants à peine indiqués, le sol montant insensiblement vers le Nord et vers le Sud. Cette dépression continue la direction du cours du Gilortu en amont de Bengesci, et il est permis de se demander si elle ne correspond pas à un ancien passage fluvial.

Le sous-sol y est partout formé de cailloutis avec poches de sable. Les entailles des cours d'eau, généralement peu profondes, ne montrent nulle part les marnes qui cependant forment le sous-sol et ont été rencontrées dans des sondages à Târgu Jiu. Parfois un manteau de limon lœssé recouvre les cailloutis. Son épaisseur atteint jusqu'à 5 mètres entre Copaciosa et Scortza. Le profil Târgu Jiu-Bengesci (fig. 6) montre que l'on a affaire à un niveau distinct de la terrasse de Bumbesci. Vraisemblablement nous avons ici l'extrémité de la terrasse supérieure attribuée par M. Mrazec au pliocène. Rien d'étonnant à ce que ses matériaux soient beaucoup moins grossiers qu'au voisinage de la montagne. Ils témoignent cependant encore du régime capricieux et parfois torrentiel des cours d'eau qui les ont déposés (stratification entre-croisée près de Pisesti). Leur épaisseur doit être assez grande, car la région est extrêmement sèche. En été tous les petits ravins sont à sec. L'eau s'infiltré dans les cailloutis sableux jusqu'aux marnes qui doivent se trouver à une certaine profondeur.

On doit remarquer que le limon lœssé occupe des dépressions. Il est donc postérieur au dépôt des cailloutis, et la terrasse de Petresci doit être une terrasse d'érosion intermédiaire. Tel est aussi le cas de la terrasse au pied de laquelle s'allonge le village de Bumbesci et de celles où s'alignent Rugii et Horezu. La présence des cailloutis anciens à éléments très réduits sur les hauteurs de Dealu lui Bran confirme ces déductions.

Des deux terrasses du Gilortu à Cărbunesci, la plus haute correspond à celle de Copaciosa et s'étend vers le nord jusqu'à Bengesci, la terrasse inférieure correspond à celle de Târgu Jiu. La dernière s'est formée à un moment où les bassins du Jiu et du Gilortu étaient déjà indépendants, ce qui ne paraît pas avoir été le cas pour la terrasse de Copaciosa.

Le Jiu était-il tributaire du Gilortu, ou celui-ci du Jiu? C'est ce qu'il est difficile de décider. En faveur de la première hypothèse parlent les faits suivants : 1° les terrasses de la vallée du Gilortu en aval de Cărbunesci sont admirablement développées; celles du Jiu sont moins nettes; 2° les formes du rebord des terrasses entre Târgu Jiu et Vacaria témoignent d'un passage du fleuve beaucoup plus à l'Est au moment de la terrasse inférieure. L'avantage pris par le Jiu peut s'expliquer par l'allure des couches pontiennes, qui, d'après M. Murgoci, forment dans le Dealu lui Bran un léger bombement anticlinal dirigé ENE.-WSW. Ce bombement normal au cours du Gilortu se termine par un plongement périphérique juste en face du coude du Jiu à Moi. L'accentuation de ce bombement peut être placée au début du quaternaire¹.

Que le Gilortu ait eu à creuser énergiquement, comme s'il luttait contre les influences tectoniques actives, c'est ce dont témoigne l'état de ravinement de la terrasse supérieure de Cărbunesci et l'édification de cônes de déjection parasites à la surface de la terrasse inférieure. La capture de l'Amaradia Petrosa, jadis affluent du Gilortu, a été une conséquence des changements signalés.

Conclusions sur la dépression de Târgu Jiu. — Les faits étudiés jusqu'à présent nous conduisent aux conclusions suivantes :

La dépression de Târgu Jiu est excavée dans une nappe énorme de cailloutis anciens ensevelissant jadis tout le pied des Karpates et s'étendant jusqu'à Dealu lui Bran. Bien des changements se sont produits dans le réseau hydrographique depuis la formation de ce dépôt probablement pliocène. A quel point les conditions étaient alors différentes des conditions actuelles, c'est ce dont témoigne, entre autres faits, la présence d'énormes blocs calcaires près de Voetesci dans le bassin de l'Amaradia Petrosa.

Nous connaissons plusieurs terrasses quaternaires entaillées dans les cailloutis anciens. La terrasse inférieure de Bumbesci-Târgu Jiu et la terrasse inférieure de Bengesci-Cărbunesci sont des terrasses d'accumulation suivant à peu près le thalweg actuel. Au contraire, la terrasse de Copă-

1. D'après le même géologue (communication inédite, dont on trouvera la confirmation et le développement dans une monographie géologique de l'Olténie destinée à paraître sous peu), la terrasse pliocène aurait elle-même été associée aux mouvements du sol dans la région du Târgu Jiu. L'anticlinal de Sacel, dont nous parlerons plus loin, serait sensible jusqu'au Jiu. Ainsi s'expliquerait en partie l'irrégularité de la haute terrasse pliocène et l'existence du bombement de Padurea mare qui décompose presque en deux la dépression de Târgu Jiu.

ciosa, apparentée aux terrasses supérieures de Cărbunesci, de Bumbesci, Rugii, est une terrasse d'érosion. Sa surface correspond à une phase de sénilité dans l'évolution du relief. Tout l'ensemble de la dépression de Târgu Jiu porte d'ailleurs le même cachet de maturité avancée. Le rajeunissement du relief est strictement limité aux vallées principales (Jiu, Gilortu) et aux thalwegs des vallées secondaires, restées le plus souvent à l'état de fossés à parois verticales.

Comment s'explique cette évolution vers la sénilité après une période d'érosion active? Quelle a été, d'autre part, la raison d'être de cet alluvionnement excessif ensevelissant le pied de la montagne à la fin du pliocène? L'étude des dépressions à l'Ouest du Jiu jusqu'à Tismana nous permettra peut-être de répondre à ces questions.

Les dépressions subkarpatiques à l'ouest du Jiu. Vue d'ensemble.

— Pour avoir une idée de la disposition d'ensemble des dépressions subkarpatiques à l'ouest du Jiu, il faut gravir les pentes abruptes du Dealu Păcruii au-dessus de Tismana. Par un ravin pierreux scié dans le massif calcaire, on débouche sur une plate-forme crevée de dolines où les champs de maïs se mêlent aux vergers. La montée reprend bientôt parmi des châtaigniers qui marquent le premier affleurement du granite. C'est à ce moment qu'il faut s'arrêter et jeter un coup d'œil en arrière vers la plaine.

Tismana apparaît au milieu d'une dépression si unie qu'on croirait voir un fond de lac abandonné depuis peu par les eaux. L'illusion est augmentée lorsque, à la suite de grandes pluies d'été, la rivière Tismana et ses affluents sont sortis de leur lit. Vers le Sud, la dépression paraît complètement fermée par des hauteurs auxquelles la perspective donne la valeur de vraies montagnes (Dealu Sporesci). La vallée de la Tismana se glisse cependant entre ces croupes élevées et paraît se perdre dans un dédale de collines. En tournant les regards vers le Sud-Est, on distingue facilement d'autres plaines semblables à celle de Tismana, bien que la perspective, en les déformant, les réduise à l'apparence de vallées élargies séparées par des dos de terrains qui s'allongent du Nord au Sud. On voit se dessiner une véritable zone déprimée entre le bord des Karpates et les collines d'Olténie, mais cette zone, au lieu de former une vaste plaine comme autour du Târgu Jiu, est divisée en une série de petits bassins à fond plat.

Les mêmes graviers anciens, que nous avons appris à connaître dans

la dépression de Târgu Jiu, forment presque toute la région. Les marnes pontiennes qu'ils recouvrent n'affleurent que sur les berges de quelques cours d'eau (pont de la Sushitza, Bistritza près de Brădiceni), ou dans les tranchées de la route de Târgu Jiu à Tismana à chaque montée un peu rapide. Les dépressions sont des plaines alluviales où les cours d'eau, sortis de la montagne en des gorges sauvages, s'étalent et se divisent presque tous en plusieurs bras, sans entamer le sol de cailloux roulés, recouvert d'une pellicule de limon. Si les mouvements du sol sont plus accentués que dans la dépression de Târgu Jiu, les caractères physiques sont donc à peu près les mêmes. Toute la zone subkarpatique a été soumise à un comblement par alluvionnement à la fin du tertiaire. Mais, pas

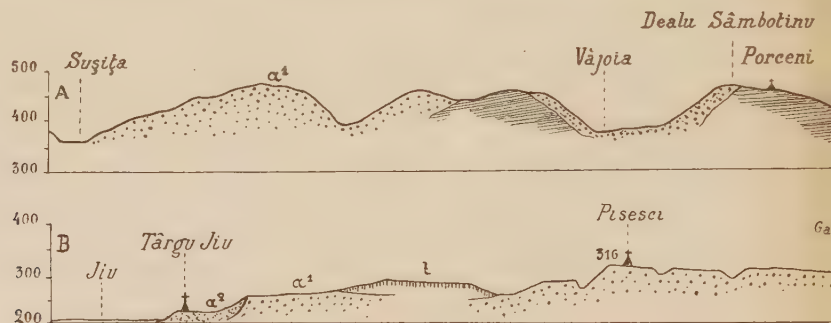


FIG. 6. — Deux profils longitudinaux de la
 α^1 , alluvions pliocènes; α^2 , alluvions quaternaires; l, limon

plus ici que dans la dépression de Târgu Jiu, la surface de ces terrasses supérieures n'a été conservée. Quant à la terrasse inférieure, elle paraît avoir comme équivalent la surface même des plaines du Sohodelu, de la Bistritza et de la Tismana, mais elle n'est pour ainsi dire pas entaillée par les thalwegs des rivières actuelles.

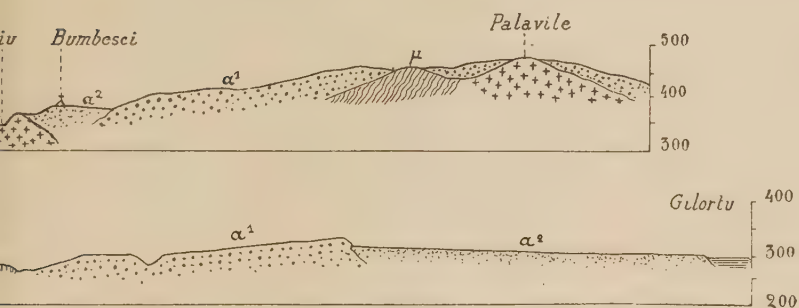
Origine tectonique de la zone subkarpatique, environs de Tismana.

— Il nous reste toujours à répondre à cette question : quelle est l'origine de cette zone déprimée ? Pourquoi l'évolution du relief a-t-elle si vite dépassé la maturité dans cette région, alors que dans la zone des collines la jeunesse des vallées est frappante ?

Les détails topographiques et géologiques que nous avons donnés jusqu'à présent suffisent pour faire rejeter deux hypothèses qui pourraient se présenter au premier abord à l'esprit. La zone des dépressions sub-

karpatiques n'est pas comparable aux dépressions bordières des massifs anciens, dues au développement des vallées subséquentes dans des couches moins résistantes à l'érosion (terre plane du Morvan, dépression liasique du Vivarais, zone de la Terre noire de l'Alabama, etc.), puisque son rebord méridional est formé par les mêmes marnes et les mêmes cailloutis qui affleurent dans la zone elle-même. — Malgré l'apparente ressemblance qu'offrent surtout, sur la carte de Szathmari, les plaines alluviales de Sohodelu, Bistritza, Tismana, avec les anciens bassins lacustres subalpins, ces dépressions n'ont rien à voir avec les phénomènes glaciaires. Toute trace de moraines manque sur leurs bords.

La cause première de la formation des dépressions subkarpatiques est



dépression subkarpatique. (A, d'après Mrazec.)

lœssoides; μ , micaschistes; G, granite; m, marnes miocènes.

en réalité un tassement sur le bord du massif ancien. C'est aux environs de Tismana que nous avons pu révéler pour la première fois et qu'on peut le mieux observer le synclinal formé par les couches tertiaires. Les marnes pontiques pendent vers le Sud-Ouest (10°) entre Păcruia et Isvârna. Elles reposent sur le conglomérat tortonien pendant 15° vers l'Est-Sud-Est à Isvârna, et vers le Sud à Gornovitza, où il est plaqué sur les calcaires mésozoïques accompagnés de schistes noirs.

Le bord méridional de la dépression montre nettement un plongement contraire des couches. Près de Celeiu, un ravinement, à droite de la montée de la route de Baia de Arama, permet d'observer nettement les marnes sablonneuses pendant 30° à 40° Nord-Nord-Est. On les retrouve plongeant vers le Nord à mi-chemin entre Tismana et le sommet de Dealu Sporesti. Dans une course faite en 1906 avec M. Murgoci, j'ai constaté que le point le plus élevé et toute la partie Sud-Est de ce massif sont cons-

titués par des sables à congéries et vivipares (fig. 7), reposant sur les marnes à Valenciennesia, qui impriment au versant Sud du sommet Sporesci la topographie caractéristique des terrains argileux avec loupes de glissement. Les cailloutis anciens à granites pourris et à quartz patinés montent à l'ouest presque jusqu'au sommet (380 m.); ils couvrent les deux longues crêtes qui descendent vers Godinesci.



FIG. 7. — Coupe de Dealu Sporesci. — Échelle 1/100.000.

a, ravin de Shunca (sables argileux et fossilifères : *Congerina rhomboïdea*, *Neritina*, *Psilodon*, petits Vivipares); b, mêmes couches avec congéries; c, argile à *Valenciennesia*; pointillé = cailloutis pliocènes.

Ainsi la dépression de Tismana correspond à un synclinal plus récent que le pontique. Si nous rapprochons ce fait de la constatation d'un bombement anticlinal au Dealu lui Bran, nous pouvons considérer comme certaine l'origine tectonique de la zone des dépressions subkarpatiques. La formation d'un réseau hydrographique évoluant vers la maturité paraît dès lors très naturelle. Des observations morphologiques et géologiques viennent confirmer cette vue.



FIG. 8. — Plate-forme de Gornovitza vue de Celeiu. — Dessin d'après une photographie.

La plate-forme de Gornovitza. — Nous avons déjà indiqué que les massifs calcaires forment sur la bordure de la montagne une sorte de terrasse. On peut la suivre tout du long de la route de Târgu Jiu à Tismana. Toutes les rivières la percent en des gorges sauvages. Elle attire de loin les regards par les formes pittoresques des escarpements calcaires et les teintes rouges de la *terra rossa*.

On peut l'étudier particulièrement bien en montant au-dessus de Gornovitza. Elle forme là un plateau crevé de dolines alignées, au fond desquelles les champs de maïs se logent. L'altitude moyenne de ce plateau est de 400 mètres. On peut le suivre facilement vers l'Ouest sur tout le bord Nord de la dépression de Tismana, scié en des gorges étroites par

DES ALPES DE TRANSYLVANIE

la rivière Tismana et les ravins de Păcruia, Isvârna et Costeni, avec des sources vaclusiennes faisant jaillir au pied de l'escarpement calcaire les eaux engouffrées dans les dolines et les vallées sèches (fig. 8). Ce plateau est sans rapport avec la tectonique, les couches calcaires plongeant vers le Sud-Est. C'est une surface d'abrasion. Nous l'avons reconnu dès 1900 et appelé plate-forme bordière des monts du Vâlcan (*la Valachie*, p. 132, fig. 25). Son extension allant jusqu'au Parângu et aux monts du Lotru, il nous paraît préférable de trouver une autre dénomination, et nous le désignerons désormais sous le nom de plate-forme de Gornovitz, d'après la localité typique.

A l'Est de Gornovitz, la plate-forme paraît s'effacer. Une épaisseur considérable de conglomérats tortoniens à éléments cristallins et calcaires s'observe au débouché de la Bistritza, recouverts par les marnes sableuses du pontien pendant SSE. à Frânzesci. Des ravinements intenses entre Frânzesci et Gureni montrent des cailloutis meubles recouvrant en discordance les conglomérats. C'est l'équivalent des cailloutis de Schela et de la terrasse de Palavile, constatation dont on saisira immédiatement l'importance, si nous disons que ces mêmes cailloutis recouvrent, entre Costeni et Orzesci, sur le Motru, une plate-forme granitique, continuation de la plate-forme de Gornovitz. L'âge



Fig. 9. — Le bord des monts du Vâlcan, vu de Dealu Sporești.

Partie occidentale (haut) et partie orientale (bas), les deux points de vue distants de 100 mètres. Extension de la plate-forme Gornovitz, son rapport avec le plateau de Mehedinți (V. chap. V) et avec la plate-forme Riu Ses (V. chap. VI). Vallées pliocènes débouchant à la surface de la plate-forme, accentuation de l'abrupt au débouché des vallées principales.

pliocène récent de cette plate-forme paraît donc établi. Elle correspond à une période de maturité du relief dans la zone subkarpatique avec formation d'un réseau hydrographique à disposition longitudinale.

Il est évident que des vallées comme celle de la Tismana, entre Celeiu et Racotza, ou la gorge du Motru, qui semble s'être trompé de route en s'engageant dans les schistes cristallins du plateau de Mehedintzi, au sud de Negoiesci, sont des vallées jeunes, de date récente. L'ancien collecteur des eaux de la zone subkarpatique paraît avoir été ici une rivière dont le débouché correspondait à peu près à la plate-forme de Celeiu, entre le plateau de Mehedintzi et le Dealu Sporesci. Les cailloutis que nous avons trouvés à 380 mètres d'altitude, à l'Est de Godinesci, correspondent à ceux des hauteurs entre Costeni et Orzesci, qui établissent l'ancienne liaison des bassins de Tismana et Motru; ils se retrouvent entre Celeiu et Godinesci, et même, d'après une communication de M. Murgoci, sur le plateau cristallin au Sud-Est de Negoiesci, au-dessus de la gorge du Motru.

L'aire de drainage de l'ancien Motru-Tismana s'étendait probablement jusqu'à Runcu. Du haut de Dealu Sporesti, on embrasse tout le panorama de la plate-forme de Gornovitza, et l'on voit nettement les anciennes vallées pliocènes entaillées dans le rebord de la montagne venir mourir à la surface de la plate-forme (fig. 9). On observe aussi nettement que tout le réseau hydrographique, au-dessus des plaines alluviales, converge vers le Sud-Ouest.

A Runcu nous trouvons vraisemblablement l'ancien partage des eaux entre le Jiu et le Motru. Nulle part la plate-forme calcaire n'est plus nette. Le Sohodelu l'entaille dans une des gorges les plus grandioses de toutes les Karpates méridionales (pl. IV, B). Entre Balta et Baltishora, l'abrupt est masqué par les placages de conglomérats et terra rossa violemment ravinés à la suite du déboisement. La plate-forme atteint ici près de 600 mètres, et, à cette hauteur, nous trouvons des cailloutis de quartz roulés avec schistes cristallins pourris. Ces cailloux peuvent provenir de la décomposition des conglomérats tortoniens, jadis beaucoup plus étendus, mais ils ont été remaniés et déposés dans les fentes des lapiez. Ce qui est remarquable, c'est qu'ils ne suivent pas le cours actuel du Sohodelu, mais forment une trainée débouchant au Sud-Ouest vers Balta, marquant le cours de l'ancien Sohodelu, affluent de la Bistritza, et probablement du Motru-Tismana.

Conclusions. — Essayons de résumer les résultats acquis jusqu'à présent. L'origine première de la dépression subkarpatique est tectonique. La chose est démontrée pour la région de Tismana. Nous en verrons dans la suite bien d'autres preuves. Un système de vallées longitudinales paraît s'être établi à la fin du pliocène dans cette zone tectoniquement déprimée. L'érosion bientôt parvenue à la maturité, les vallées élargies et régularisées comme pente, un alluvionnement intense se produisit et ensevelit toute la région, y compris le rebord de la montagne. La terrasse de Gornovitza disparaît elle-même. Les bassins sont confondus ou séparés par des seuils insignifiants.

Une nouvelle période d'érosion se produit au pleistocène. Les cailloutis sont ravinés, de nouvelles vallées se dessinent. L'érosion creuse même les thalwegs bien au-dessous des vallées anciennes jusqu'aux marnes et entaille sur le bord de la montagne le granit et les massifs calcaires. La terrasse de Gornovitza est ainsi dégagée. Il serait même plus juste de dire qu'elle est mise en valeur pour la première fois sous sa forme actuelle.

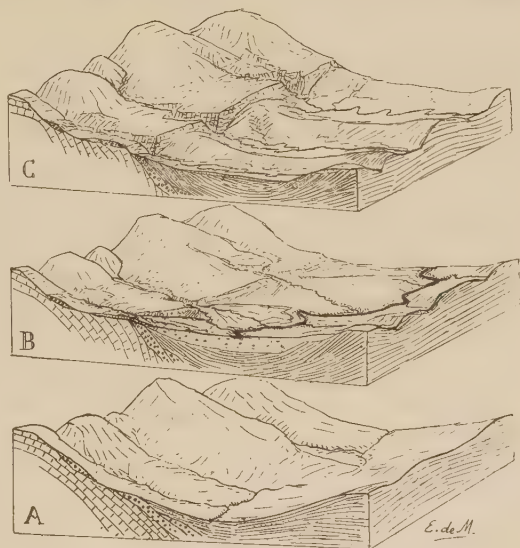


FIG. 10. — Schéma de l'évolution de la zone subkarpatique.

En effet, l'abrupt par lequel les massifs calcaires de Runcu Tismana ou Isvârna tombent sur les dépressions subkarpatiques n'existe que depuis lors. La première période d'érosion était arrivée à régulariser le profil des vallées, et le contact du calcaire avec les marnes ou les conglomérats n'était qu'à peine indiqué par un ressaut de pente. Sans cela on ne pourrait s'expliquer la présence des cailloutis supérieurs sur la terrasse de Gornovitza. La figure 10 représente schématiquement ces conditions. L'œuvre du cycle d'érosion pleistocène a consisté à enlever en grande partie les cailloutis, à creuser de larges vallées dans les marnes, et par suite à dégager sous forme d'abrupt leur contact avec les massifs calcaires, contact qui correspond d'ailleurs vraisemblablement à une dis-

location miocène. Une preuve décisive de l'exactitude de cette conception nous est donnée par le fait que le contact des marnes et du calcaire n'est pas marqué partout par un abrupt, mais seulement au débouché des vallées principales (Tismana, Bistritza, Sohodelu). Sur les dos de terrain qui séparent les dépressions de Tismana, Brădiceni et Arcani, il est à peine marqué par un léger affaissement du profil Nord-Sud qui doit nous représenter à peu près l'état de choses régnant tout du long à l'époque immédiatement antérieure au grand alluvionnement pliocène (V. fig. 10). L'abrupt mis à vif au contact des marnes et du calcaire s'est naturellement conservé grâce à la perméabilité du calcaire lui-même, qui ne laisse guère prise à l'érosion superficielle. La plate-forme est partout crevée de dolines, et les vallées principales qui débouchent de la montagne dans la dépression subkarpatique l'éventrent en des gorges sciées entre des parois presque verticales. Au Nord de la dépression de Târgu Jiu, où le granit borde la montagne, la plate-forme est moins nette, l'abrupt moins accusé et de forme plus arrondie.

La période d'érosion à laquelle nous devons toutes ces transformations de la zone subkarpatique a eu encore comme effet un remaniement du réseau hydrographique. En effet, si l'on admet l'existence d'un ancien réseau longitudinal, c'est à ce moment seul qu'on peut s'expliquer sa dislocation et son remplacement par le réseau transversal actuel. Le phénomène est facile à concevoir. L'activité nouvelle de l'érosion ne peut être comprise que si l'on suppose un changement du niveau de base dû vraisemblablement à des mouvements du sol. Ces mouvements ont dû avoir des effets particulièrement puissants dans la zone des collines qui n'avait pas, semble-t-il, participé à l'acheminement vers la sénilité de la zone subkarpatique. Les cours d'eau conséquents ont pu pousser leur tête de source dans la zone subkarpatique, et les eaux tendant à suivre la plus grande pente préférer un écoulement direct vers le Sud au chemin plus détourné qu'elles suivaient à une époque où les conditions de pente n'étaient pas les mêmes.

Ainsi le Motru aurait perdu la plupart des eaux qu'il recevait de l'Est. Si, comme nous espérons le montrer plus loin, le Jiu est justement devenu à ce moment le grand fleuve qu'il est en acquérant les eaux drainées sur les pentes du Retiezat, du Surian et du Parângu septentrional vers Petrosheni, cet avantage pris par lui sur le Motru n'aurait rien que de très naturel.

L'état actuel du relief de la zone subkarpatique n'est plus en harmonie

avec la période d'active érosion dont nous venons de décrire les effets. Il indique une maturité avancée. Les vallées démesurément élargies ne sont plus que de vastes plaines alluviales. Les cours d'eau y circulent à fleur du sol. Seuls le Jiu et le Gilortu y ont creusé un lit entaillé de plus de 10 mètres. Cet état nous indique que la position de la zone subkarpatique par rapport au niveau de base ne peut guère avoir changé depuis le début de la période d'érosion qui marque le commencement du pleistocène. Après avoir sans grande difficulté réexcavé la dépression subkarpatique, c'est-à-dire recreusé de larges vallées dans les graviers et les marnes, l'érosion s'arrêta d'elle-même lorsque la pente des vallées fut devenue trop faible pour permettre aux cours d'eau de transporter au loin les matériaux dont ils s'étaient chargés dans leur cours supérieur. L'accumulation recommença et créa les plaines alluviales qui s'étalent entre les dos de terrains où nous retrouvons encore les restes de graviers anciens.

Si la zone subkarpatique n'a pas bougé par rapport au niveau de base, on n'en peut dire autant de la zone des collines, où l'on ne trouve pas trace d'une évolution du relief vers la maturité avancée. L'activité de l'érosion est moins frappante dans les collines de l'Olténie occidentale; elle est cependant sensible dans les vallées du Gilortu ou du Motru, et surtout dans celles de leurs affluents. Les terrasses anciennes sont ravinées jusqu'à être méconnaissables; des cônes de déjection s'étalent sur la terrasse inférieure au débouché des vallons latéraux. La zone des collines étant formée de couches aussi peu résistantes à l'érosion que la zone subkarpatique, le relief différent de ces deux régions ne peut s'expliquer que par un changement de niveau relatif, affaissement de la zone subkarpatique ou relèvement de la zone des collines. Avant d'essayer de choisir entre ces deux hypothèses, bien des points nous restent encore à éclaircir.

On peut désirer de nouvelles preuves sur l'origine tectonique des dépressions subkarpatique. On peut se demander si la transformation du réseau hydrographique longitudinal en un réseau transversal est un fait général. Enfin, on doit désirer connaître la cause de l'alluvionnement considérable qui a précédé cette période d'érosion. Cet alluvionnement, hors de proportion avec celui qui a créé les plaines actuelles, pourrait s'expliquer de deux manières : par un changement de climat ou par un rajeunissement du relief. Une augmentation de pluviosité peut, en effet, stimuler la puissance érosive des rivières dans leur cours supérieur,

d'où une augmentation des alluvions déposées dans le cours inférieur. Un soulèvement de la montagne pourrait avoir le même effet.

Il ne nous sera possible de répondre à cette dernière question que lorsque nous aurons étudié la montagne, où nous trouverons à la fois la trace de récents changements du climat (période glaciaire) et celle de mouvements du sol. Mais nous pouvons espérer répondre aux deux autres par l'étude des dépressions subkarpatiques à l'Est du Jiu.

Les dépressions subkarpatiques entre Gilortu et Oltu, Novaci. —

Nous avons vu que le Gilortu présente entre Cărbunesti et Bengesti des terrasses très nettes se rattachant à celles de la dépression de Târgu Jiu. Mais lorsqu'on poursuit la route vers Novaci on voit la vallée s'encaisser entre des hauteurs verdoyantes, qui frappent agréablement après



FIG. 11. — Coupe de l'anticlinal de Sacel d'après Murgoci.

G, granite; t, tortonien; S, conglomérats sarmatiques recouvrant le flysch disloqué et arasé; p, pontien (argiles sableuses avec lignites); l, alluvions anciennes et limon lessivé.

la traversée de plaines brûlantes et de terrasses sèches. Ce n'est qu'à Pociovaliste que l'horizon s'ouvre de nouveau. Novaci est situé dans une véritable petite dépression subkarpatique plus élevée de 150 mètres que celles que nous avons appris à connaître jusqu'à présent. En montant au-dessus du village par la route de Papusha, on retrouve l'aspect caractéristique de ces dépressions. Le Gilortu s'étale dans une plaine qui semble un fragment d'une grande vallée orientée de l'Est à l'Ouest, et l'on soupçonnerait à peine, si l'on n'était prévenu, qu'il va s'engager au cœur des reliefs élevés qui ferment l'horizon vers le Sud.

L'étude de ces hauteurs entre Pociovaliste et Bengesci nous a montré en 1903 les marnes sableuses du pontien ondulées formant plusieurs bombements orientés Est-Ouest. C'est le commencement d'un anticlinal limitant les dépressions de Novaci et Polovraci. M. Murgoci a montré que cet anticlinal se poursuit à l'Ouest jusqu'à Sacel, où il amène le large affleurement de miocène connu depuis longtemps par Gregorie et Sabba Stănescu. La discussion entre ces deux auteurs sur l'âge des grès de Sacel, considérés par le premier comme éocènes et par le second comme sarma-

tiens, se résoudrait en faveur du premier, M. Murgoci ayant trouvé dans ces grès *Orbitoides papiracea* et des nummulites¹. L'importance des mouvements tectoniques de la zone subkarpatique est ici plus nette qu'à Tismana. La dépression de Novaci a d'ailleurs une histoire analogue à celle des dépressions étudiées jusqu'à présent. Le Gilortu y est à peine entaillé dans la terrasse inférieure. Un dos de terrain recouvert de limon la sépare vers Pociovaliste de la vallée du Galbenu. Enfin, une haute terrasse (Dealu Baltiata) s'élevant à 100 mètres au-dessus de Novaci y représente l'équivalent des terrasses de Palavile et Schela, montant en pente douce vers le Nord jusqu'à la cabane du poste militaire (750 m.). La profonde entaille de la vallée du Gilortu permet de reconnaître l'épaisseur de cette formation qui a jadis enseveli tout le rebord des Karpates et repose ici sur des schistes noirs et des arkoses.

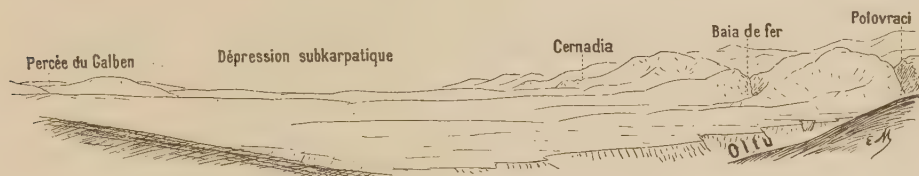


FIG. 12. — *Dépression subkarpatique, terrasse et gorge de Polovraci.*
Vue prise des hauteurs dominant Ciuperceeni. — Dessin d'après une photographie.

Polovraci. — De Novaci à Polovraci, nous retrouvons les mêmes aspects que de Târgu Jiu à Tismana : croupes couvertes de cailloutis anciens, marnes apparaissant dans les entailles des rivières et sur les pentes escarpées ; mais les accidents du relief sont de dimensions bien plus grandes. En outre, les rivières, au lieu de couler à la surface de plaines alluviales, sont encaissées dans la roche en place. C'est à Polovraci que ce nouveau type de dépression subkarpatique apparaît le plus nettement.

Le village s'étale dans une plaine aussi parfaitement unie que celle de la Tismana, dominée au Nord par les escarpements du massif calcaire d'où sort l'Oltetzu en une gorge comparable à celle du Sohodelu, au Sud par des collines élevées qui rappellent le Dealu Sporesti. On croirait voir la large vallée d'un fleuve important coulant vers l'Est ; en réalité, l'Oltetzu roule ses eaux vers le Sud dans une gorge entaillée de 60 mètres dans la plaine. Le creusement atteint des conglomérats gréseux fortement inclinés vers

1. GR. STEFANESCU, *l'Age géologique des conglomérats tertiaires de la Muntenia* : Bull. Soc. géol. de Fr., III, XXII, 1894, p. 230. — SABBA STEFANESCU, *Terrains tertiaires de Roumanie*, 1897, p. 112-113. — G.-M. MURGOCI, *Tertiary Formations of Oltenia*, loco cit., p. 677-679.

le Nord-Ouest, où M. Redlich a trouvé une faune sarmatienne et reconnu le calcaire de la Leitha à alvéolines. Nous avons retrouvé le même calcaire coquillier pétri de moules de cérithes dans les hauteurs dominant Ciuperceni. Ainsi nous avons ici encore une barrière miocène perçant les couches pontiques, qui forment un anticlinal continuant celui de Sacel-Dealu Secui. Nouvelle confirmation de l'origine tectonique des dépressions subkarpatiques.

Mais là n'est pas le seul intérêt de l'étude de Polovraci. En gravissant les collines dominant Ciuperceni, on observe les ravinements vigoureux de ces hauteurs du côté du Sud, et l'on jouit vers le Nord d'un panorama de la zone subkarpatique comparable à celui du Dealu Sporesci. La gorge de l'Oltetzu, dans le massif calcaire, rend, comme à Runcu, plus frappante encore la plate-forme bordière, que le regard suit à l'Ouest jusqu'à Baia de Fer et Cernadia. Son altitude est beaucoup plus élevée qu'à l'Ouest du Jiu. Des couches de grès meubles sont plaquées sur son bord. Marquées comme flysch sur les cartes anciennes, assimilées au sarmatien par M. Murgoci, elles nous paraissent au moins tortoniennes. Mais le facies est bien différent des conglomérats de Runcu et beaucoup plus semblable aux couches meubles qui reposent dessus à Frântzesi. Peut-être est-ce l'équivalent des graviers pliocènes de Schela, Palavile et Dealu Baltiata.

Capture de l'Oltetzu. — L'intérêt principal de la région de Polovraci est surtout de nous montrer un exemple typique de capture. Du haut d'un point élevé d'où l'œil ne distingue pas au premier coup d'œil la gorge de l'Oltetzu, on n'hésitera pas à affirmer que le chemin d'écoulement naturel des eaux sortant de la montagne au Monastère est vers Milostea. La terrasse de Polovraci, avec ses cailloutis déposés évidemment autrefois par l'Oltetzu, ne se continue pas au Sud vers Ciuperceni, mais à l'Est. Elle dessine une large vallée qui semble la voie naturelle du drainage de toute la région et n'est pourtant suivie actuellement que par un ruisseau insignifiant, le Tărăia. La gorge de l'Oltetzu paraît donc, au point de vue morphologique, avoir tous les caractères d'un ravinement dû à une capture récente. En la parcourant de Ciuperceni à la descente du chemin de Baia, et en étudiant la terrasse entre Polovraci et Milostea, on verra que cette hypothèse est rigoureusement exacte. En effet, ainsi que le montre la coupe (fig. 13), les cailloutis qui forment la terrasse sont plus épais sur le flanc Est du ravin; la vallée ancienne, remblayée par les cailloutis, ne

correspondait pas à l'Oltetzu, mais au Terea. Qu'on suive maintenant la vallée du Terea au Sud de Milostea, on la verra continuer, toujours aussi large, jusqu'au point où, après un détour vers l'Ouest, le Terea vient rejoindre l'Oltetzu en débouchant dans sa vallée brusquement élargie par une gorge sciée dans un seuil d'une hauteur d'une cinquantaine de mètres. Jusqu'au confluent, l'Oltetzu a coulé constamment à 50 ou 60 mètres au-dessous du Terea, dans une vallée en gorge d'apparence toute récente. Il n'est possible de s'expliquer une pareille capture qu'en supposant un réveil récent de l'activité de l'érosion déterminée par un déplacement par rapport au niveau de base. Le cours d'eau qui avait sa tête de source près de Ciuperceni s'est trouvé, grâce à son tracé plus direct, plus à même que le Terea d'accaparer le drainage de la dépression subkarpatique. Ayant

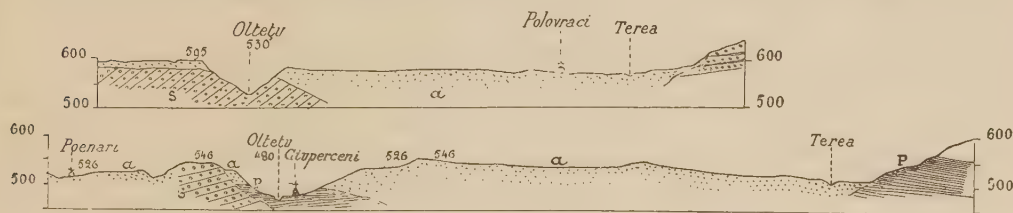


FIG. 13. — Coupe Oltetzu-Terea.

S, sarmatien; P, marnes du Pontien; a, alluvions anciennes.

perdu l'appoint des eaux qui débouchent de la montagne au monastère de Polovraci, le Terea n'a pu s'excaver un lit profond et encaissé comme le jeune Oltetzu, et son travail s'est borné jusqu'à présent à mordre le seuil de Coltzesti. Ainsi le relief primitif se montre conservé dans l'ancienne vallée maîtresse, avec son fond plat et ses terrasses s'épanouissant dans la zone subkarpatique. Abstraction faite du ravin de l'Oltetzu qui l'entaille latéralement, la dépression Polovraci-Milostea est exactement semblable à celles étudiées à l'Ouest du Jiu. La différence s'explique par un épisode nouveau. Ici la zone subkarpatique paraît avoir pris part au soulèvement des collines tertiaires. Tous les faits constatés jusqu'à présent le confirment. Chacun des traits essentiels de la zone subkarpatique se retrouve ici, mais à une altitude supérieure de 200 mètres : les cailloutis pliocènes montent jusqu'à 750 ou 800 mètres, et il est vraisemblable qu'ils ont été délogés par l'érosion de leurs postes les plus élevés. La terrasse de Gornovitza atteint 700 mètres au lieu de 450. Le fond des dépressions est à 500 mètres au lieu de 300. Rien d'étonnant, dans de pareilles conditions,

à ce qu'il ait été raviné par l'érosion qui a épargné les dépressions subkarpatiques de l'Olténie occidentale, restées, elles, au même niveau depuis que le relief y a atteint la maturité.

La capture Oltetzu-Terea n'est que le dernier épisode des remaniements du réseau hydrographique dont la zone subkarpatique a été à plusieurs reprises le théâtre. Elle nous montre de façon évidente ce qui doit se produire lorsque l'érosion, ranimée par des mouvements du sol qui augmentent la pente des rivières, vient mordre de nouveau dans un relief parvenu à maturité. Les cours d'eau dont le tracé est le plus direct prennent l'avantage en raison de leur pente plus forte et peuvent décapiter les cours d'eau plus lents accommodés à l'ancien état de choses. Il peut y avoir ainsi dislocation d'un réseau longitudinal ou subséquent au profit d'un réseau transversal ou conséquent. C'est par ce processus que l'on explique les caractères morphologiques de la zone subkarpatique. Les captures plus anciennes que celle de l'Oltetzu-Terea sont difficiles à mettre en évidence avec la même certitude. Cependant nous en trouverons des traces assez nettes en étudiant la dépression d'Horezu.

Horezu-Slatioara. — La dépression d'Horezu est la dernière des dépressions subkarpatiques bien accusées qu'on rencontre vers l'Est en Olténie. Elle n'est pas la moins intéressante. On peut l'étudier de deux points de vue : le bord des Karpates au-dessus de Vaideni, et la crête de Magura Slatiorului au Sud d'Horezu.

Le village de Vaideni est le point de départ de sentiers qui grimpent par des pentes très raides sur les contreforts de la chaîne de Căpățina et sont suivis par les troupeaux transhumants des monts du Lotru. En montant par ces sentiers on arrive en quelques heures à un point de vue particulièrement intéressant, comparable à celui que nous avons signalé au Dealu Păcrui.

Ce qui frappe le plus dans le panorama qu'on découvre de cette hauteur, c'est la silhouette de Magura Slatiorului, s'enlevant sur l'horizon comme celle d'une crête de montagne ou comme le rebord d'un plateau élevé, et cachant même le moutonnement confus de collines qui forme généralement l'arrière-plan de toute vue des Karpates vers la plaine. Entre cette sombre barrière de hauteurs boisées et le pied des Karpates s'étale une sorte de terrasse où les rivières, et particulièrement le Luncavetzu, se sont creusé des vallées profondes, quoique moins encaissées que celle de l'Oltetzu. Il est difficile de trouver un point de vue plus expressif et plus parfaitement d'accord avec les idées exprimées plus haut sur la genèse des dépressions subkarpatiques.

L'orientation Est-Ouest de la crête de Magura Slatiorului sur une longueur de 7 à 8 kilomètres, le relief adouci de la dépression qui la sépare du bord de la montagne et paraît continuer vers l'Est la dépression de Polovraci, ne peuvent trouver meilleure explication que celle qui a été mise en avant pour les autres dépressions subkarpatiques.

L'étude de la dépression elle-même ne révèle aucun fait qui ne concorde avec ces idées. Un dos de terrain atteignant 550 mètres sépare Milostea de Slatioara et la vallée du Terea de celle de la Cerna. Des marnes s'y montrent partout à fleur du sol jusqu'à la descente à la vallée de la Cerna entaillée dans une terrasse de cailloutis grossiers. Le village de Slatioara lui-même s'allonge au pied de la Magura sur une pente marneuse qui monte doucement jusqu'à la vallée de Cicioara, affluent du Lun-

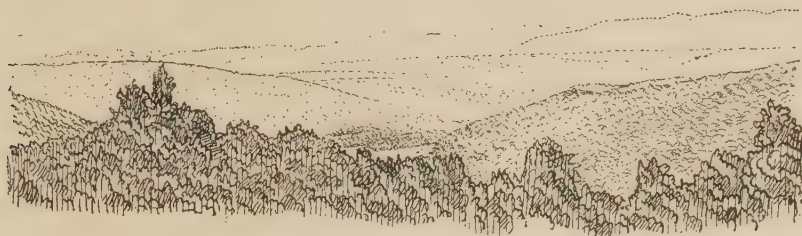


FIG. 14. — *Dépression subkarpatique d'Horezu vue du sentier Vaideni-Balota.*
Dessin d'après une photographie.

cavetzu, où l'on descend par une pente rapide. Entre le Luncavetzu et Cicioara s'étale une terrasse où affleurent des cailloutis souvent rubéfiés avec lits de sable. En descendant à Horezu, on retrouve les marnes pendant SSW. de 15° à 20°.

C'est une véritable petite ascension que la montée à Magura Slatiorului (817 m.). Le versant Nord dominant la dépression d'Horezu a des pentes de montagne. Le versant Sud est d'un accès plus facile. A l'Est et à l'Ouest, la crête est brusquement tranchée par les vallées du Luncavetzu et de la Cerna. L'aspect de la percée de la Cerna est particulièrement pittoresque : des ravinements furieux mettent à nu les sables et les marnes blanchâtres, y burinant une multitude de rigoles séparées par des arêtes tranchantes toujours à vif. De vastes cônes de déjection s'étalent au débouché de chaque ravine, poussant leurs coulées de sables et de cailloutis jusque dans le lit de la rivière. Des ravinements semblables accidentent le versant Sud de la Magura au-dessus du village de Ionesti et révèlent une tectonique d'une complication inattendue. Le salifère avec bandes de palla forme plusieurs anticlinaux déjetés vers le Sud, par-

dessus lesquels est poussé un pli constitué par des conglomérats gréseux, qui forment le sommet même de la Magura. Si ces conglomérats sont, comme le pense M. Murgoci (126), l'équivalent du méotique, on voit quels mouvements importants du sol ont affecté ici les couches néogènes. Nulle part, en Olténie, ils n'ont eu une pareille ampleur. Si, comme nous l'avons d'abord pensé, elles sont l'équivalent du flysch tertiaire perçant un manteau de salifère avec pontien, on a affaire à un anticlinal plus ancien, rajeuni par les récents mouvements du sol¹. De toute façon, l'origine tectonique de la dépression d'Horezu est évidente.

Remaniements du réseau hydrographique. — L'ascension de Magura Slatiorului est aussi instructive au point de vue morphologique. Nulle part n'existe un sommet aussi élevé dominant à la fois la zone des collines et la zone subkarpatique. Le contraste est frappant entre ces deux régions. Si l'on jette les yeux vers le Sud, on ne voit que des crêtes boisées séparées par des vallons profonds en forme de V, aux flancs ravinés par une multitude de petits torrents. C'est un relief de pleine jeunesse et qui ne paraît pas avoir jamais connu la maturité. Qu'on se retourne vers le Nord : une sorte de large vallée nous sépare des hautes Karpates, partout des pentes adoucies, et même par endroits de véritables plaines doucement inclinées vers le Sud ou l'Est. Ce n'est qu'en regardant de plus près qu'on s'aperçoit que cette soi-disant vallée n'est suivie par aucun cours d'eau important, que le relief adouci de cette zone ne correspond pas aux conditions actuelles de l'érosion, et que les thalwegs des rivières actuelles sont en dessous du niveau moyen de la surface topographique au fond de vallées étroites qui témoignent d'un cycle d'érosion récemment inauguré.

Une constatation très importante est que la terrasse de Polovraci est en pente vers l'Est. Ceci confirme, s'il en était besoin, la capture Oltetzu-Terea. Mais au-dessus de la terrasse de Polovraci on en remarque une autre plus élevée de 40 à 50 mètres, en grande partie ruinée par l'érosion et dont il ne reste comme témoins que des lambeaux entre Racovitza et Goiesci, et le large dos de terrain boisé qui s'étend entre Milostea et Slatioara, continué par une terrasse assez nette au pied de Magura Slatiorului. Tout cet ensemble est incliné vers l'Est. Que signifie cette disposition, sinon que le drainage de la zone subkarpatique se faisait vers l'Est depuis

1. Nous n'avons pas voulu discuter ici en détail un point sur lequel nous avons le regret de n'avoir pu nous mettre d'accord avec M. Murgoci, malgré un vif désir d'entente et de longues discussions, qui malheureusement n'ont pu se faire sur le terrain. Des recherches ultérieures trancheront cette question géologique.

Polovraci, à l'époque où le relief avait été ramené à l'état d'une plaine dont les lambeaux de terrasses en question sont les restes?

Pour mieux juger de la valeur de cette hypothèse, étudions les vallées de la Cerna et du Luncavetzu, dans leur percée à travers la crête de la Magura. Nous avons déjà indiqué l'intensité du ravinement et l'étroitesse de la section transversale de la vallée de la Cerna. La Magura est coupée brusquement presque en son point le plus élevé, et, vue de loin, la percée de la Cerna ferait l'effet d'une brèche presque comparable à celles des rivières sortant de la montagne à travers les massifs calcaires. Si l'on songe à l'activité de l'érosion dans les marnes et les sables miocènes, on ne pourra s'empêcher d'estimer que, si elle n'était pas toute récente, la vallée aurait dû être élargie et acquérir un profil singulièrement plus adouci. Tel est le cas de la percée du Luncavetzu à Măldărăști et de Bistritza à Tomshani. C'est par des pentes relativement douces que l'on descend de la crête du Dealu Mestecanisiu et de Ripa Prigori dans le fond des vallées. Les arrachements sont rares, et les maisons de Tomshani peuvent s'étaler avec leurs vergers jusqu'à mi-côte. Pourtant le sous-sol est le même. Nous sommes conduits à supposer que le réseau hydrographique a subi récemment un remaniement semblable à celui que nous avons constaté à Polovraci. La Cerna y aurait joué le même rôle que l'Oltetzu et aurait agrandi son bassin aux dépens du Luncavetzu, en poussant sa tête de source au Nord de Magura Slatiorului. La disposition du réseau hydrographique subkarpatique trahit encore l'ancien état de choses : toutes les rivières s'écoulent vers le Sud-Est et semblent tendre vers un point voisin de la percée de la Bistritza et du Luncavetzu. La vallée de Ciciora, longeant le pied Nord de Magura Slatiorului de l'Ouest à l'Est, paraît souligner la direction de l'ancienne artère maîtresse du drainage. La terrasse que nous avons signalée au-dessus de la terrasse de Polovraci, qui se continue entre Milostea et Slatioara et se peut suivre sur le versant Nord de Magura Slatiorului, avec une pente constante vers l'Est, représente sans doute un reste de la surface topographique à cette époque où le relief avait atteint une maturité avancée et où s'était développé un réseau important de vallées subséquentes dans la zone subkarpatique. La Bistritza paraît avoir été l'artère maîtresse. Sa vallée est la plus large et, à peine dégagée de l'étranglement d'ailleurs peu marqué de Tomshani, présente à Folești des terrasses qui manquent à la Cerna et au Luncavetzu.

La figure 15 montre les transformations subies par le réseau hydrographique depuis le moment où le bassin de la Bistritza s'étendait jusqu'à

Baia à l'Ouest. La maturité de la vallée du Terea indique qu'elle a été la première à s'émanciper. L'extrême jeunesse de la Cerna témoigne qu'elle n'a conquis que depuis peu son entière indépendance. La capture dont le

Terea finit par être lui-même victime de la part de l'Oltetzu est le dernier épisode, et par suite le plus facile à démontrer, de cette lutte entre les anciens cours d'eau subséquents adaptés à un relief de maturité avec pentes adoucies, et les cours d'eau conséquents, rendus entreprenants par l'abaissement du niveau de base qui assure un avantage marqué aux artères de drainage les plus directes.

Conclusions générales sur la zone subkarpatique. — Essayons de résumer les résultats acquis par l'étude de la zone subkarpatique.

L'origine tectonique des dépressions subkarpatiques ne peut plus être mise en

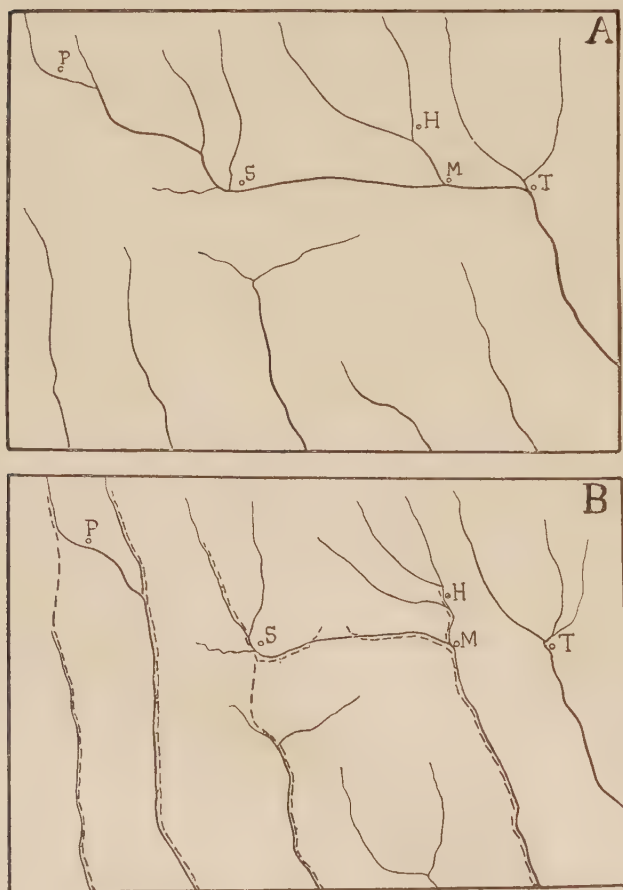


FIG. 15. — Remaniements du réseau hydrographique dans la zone subkarpatique.

P, Polovraci; S, Slatiora; H, Horezu; M, Maldarasti; T, Tomshani. — A, premier stade. B, deuxième stade (en trait plein) et état actuel (en traits interrompus).

doute. Elle est démontrée à Tismana, Novaci, Baia, Polovraci, Horezu. Entre le Gilortu et l'Oltu, les mouvements récents du sol ont amené une dissection plus profonde du sous-sol qui permet de reconnaître des dislocations importantes dans la zone subkarpatique préparant la

dépression pontienne. Ces dislocations anciennes ne sont que subsidiairement responsables de la destinée de la zone subkarpatique. Elles l'ont préparée dans une certaine mesure. Un réseau longitudinal de rivières se développait dans la dépression tectonique qui soulignait le bord du massif ancien. La terrasse de Gornovitza est la trace du nivellement opéré par l'érosion pendant ce cycle poussé incontestablement jusqu'à la maturité. Un remblayage énorme par des cailloutis d'origine karpatique marque la fin du pliocène. La dépression disparaît presque entièrement, le pied des Karpates est enseveli jusque bien au-dessus du niveau de la terrasse de Gornovitza. C'est à l'Ouest du Jiu qu'on retrouve le mieux les traces de ce remblayage, grâce à une érosion moins profonde que plus à l'Est.

Le soulèvement de la zone des collines s'associant dans une certaine mesure à des mouvements du massif ancien et entraînant la zone subkarpatique, met fin à la période d'alluvionnement intense et inaugure un nouveau cycle d'érosion, qui amène de profonds remaniements dans la topographie et l'hydrographie de la zone subkarpatique. Les rivières conséquentes prennent dans la zone des collines un développement nouveau et poussent leur tête de source dans la zone subkarpatique, capturant les rivières subséquentes à tracé Est-Ouest au cours plus lent. Ainsi se trouve disloqué un réseau longitudinal qui écoulait ses eaux, semble-t-il, par trois artères maîtresses correspondant à peu près au Motru, au Gilortu et à la Bistritza actuels. En ce qui touche à la région Polovraci-Horezu, où il semble possible de suivre d'un peu plus près les choses, on peut placer à ce moment l'individualisation du Terea (plus tard décapité par l'Oltetzu) et du Luncavetzu (plus tard victime des rapines de la Cerna). En même temps, les envahisseurs de la zone subkarpatique travaillaient vigoureusement à débayer les cailloutis pliocènes et mettaient à nu la terrasse de Gornovitza en y sciant des gorges en canyon dans les massifs calcaires.

Toutes ces transformations se placent à l'époque pleistocène. Elles devaient nécessairement s'arrêter une fois les cours d'eau adaptés aux nouvelles conditions de pente. Dans les graviers meubles et les marnes de la zone subkarpatique, les rivières eurent vite fait de régulariser leur profil longitudinal, les vallées s'élargirent en acquérant un profil transversal de plus en plus adouci, et le moment vint où, la maturité étant atteinte dans la zone subkarpatique, alors que l'érosion était encore dans toute sa vigueur dans la montagne, l'alluvionnement recommença. C'est alors que se forment les larges plaines alluviales qui caractérisent les

dépressions subkarpatiques à l'Ouest du Gilortu. Le même processus dut s'accomplir à l'Est, et nous en trouvons encore la trace dans la terrasse de Polovraci ainsi que dans les terrasses inférieures de Horezu (Luncavetzu) et Veratice-Tomshani (Bistritza).

Mais un épisode nouveau survient ici. Le relief de la zone des collines témoigne d'un rajeunissement récent et d'une activité de l'érosion qui ne s'explique que par un abaissement du niveau de base pendant l'époque pleistocène. Ce changement est vraisemblablement dû à un mouvement du sol, car la position de la zone subkarpatique à l'Ouest du Gilortu ne paraît pas avoir changé par rapport au niveau de base; elle est restée une zone d'alluvionnement. Au contraire, des mouvements du sol paraissent avoir affecté la zone subkarpatique à l'Est du Gilortu. L'alluvionnement a cessé très vite, et une érosion vigoureuse entaille les plaines alluviales quaternaires, comme elle avait fait jadis des plaines alluviales pliocènes, les transformant en terrasses et creusant des vallées en gorge comme celle de l'Oltetzu dans le sous-sol ancien. De même que dans le cycle d'érosion précédent, ce rajeunissement amène des remaniements du réseau hydrographique : l'Oltetzu capture le haut Terea, la Cerna fait subir le même sort à la branche occidentale du Luncavetzu.

Telle est, en résumé, l'histoire de la zone subkarpatique.

Quelques points peuvent paraître encore insuffisamment éclaircis. On ne saurait s'en étonner si l'on songe combien cette région nous est encore mal connue au double point de vue topographique et géologique. Nous espérons cependant confirmer et justifier encore mieux notre interprétation par l'étude de la zone subkarpatique de la Munténie, qui nous est très bien connue au point de vue topographique (cartes de l'état-major roumain au 1/50.000) et sur laquelle les travaux de MM. Mrazec et Teisseyre nous ont donné des renseignements géologiques abondants. Nous trouverons là de nouvelles preuves de l'ancienneté de la dépression subkarpatique, et nous apprendrons à mieux connaître les terrasses dont l'étude nous permettra de démontrer de façon indiscutable la réalité des mouvements du sol pleistocènes.

CHAPITRE IV

LA ZONE SUBKARPATIQUE EN MUNTÉNIE

Dépressions subkarpatiques des Fogarash. — A l'Est de l'Oltu, les dépressions subkarpatiques ne jouent plus, semble-t-il, qu'un rôle effacé. Nulle part l'union des collines n'est aussi intime avec le massif cristallin que sur la bordure méridionale des monts de Fogarash. Le flysch tertiaire y monte à près de 1.000 mètres, et forme avec le miocène plissé des hauteurs d'aspect déjà montagneux. On chercherait vainement une zone continue de dépressions au contact du tertiaire avec les massifs anciens. En deux ou trois points seulement les vallées s'épanouissent à leur débouché de la zone cristalline, en formant une véritable dépression subkarpatique comme à Căpățineni-Arefu et à Cămpullung.

La dépression de Arefu apparaît nettement lorsqu'on gravit les pentes dénudées du Frunte par le sentier qui s'élève au-dessus des gorges impraticables de l'Argesh. Les conditions géologiques sont comparables à celles de la dépression d'Horezu (V. fig. 16). La dépression correspond à un synclinal faillé, sur les deux flancs duquel apparaît le flysch tertiaire. Toutefois, ce n'est plus le pontien, mais le salifère, qui remplit le synclinal. En outre, les conditions topographiques sont quelque peu différentes de celles des dépressions subkarpatiques d'Olténie. Pas de terrasses régulières. La basse terrasse de l'Argesh, qu'on suit depuis Pitești, s'est évanouie à Căpățineni. On trouve bien à Arefu des traces de terrasses, mais si morcelées et si peu régulières qu'on peut y voir des cônes de déjections tronçonnés. Les graviers grossiers qu'on observe plus haut en lambeaux discontinus représentent-ils les alluvions anciennes? C'est ce qui est probable, mais difficile à établir. La présence du salifère dans

la dépression subkarpatique entre deux bandes de flysch disloquées, le relief de la dépression elle-même plus tourmenté, les terrasses supérieures tellement morcelées qu'elles sont méconnaissables, voilà des traits nouveaux, qui annoncent les dépressions subkarpatiques de la Munténie orientale et sont l'indice d'une participation de plus en plus grande de la zone des collines aux mouvements de la montagne.

La dépression de Câmpullung nous est bien connue par les travaux géologiques de M. Popovici Hatzeg. Encadrée par le flysch s'appuyant sur le massif cristallin et les calcaires tithoniques au Nord et au Sud, elle est formée par le salifère plissé et offre encore une épaisseur assez grande de cailloutis anciens (couches de Căndesci). M. Mrazec a reconnu que ces cailloutis forment un synclinal (111). C'est l'indice le plus net qui ait encore été trouvé des mouvements du sol récents qui ont contribué à la

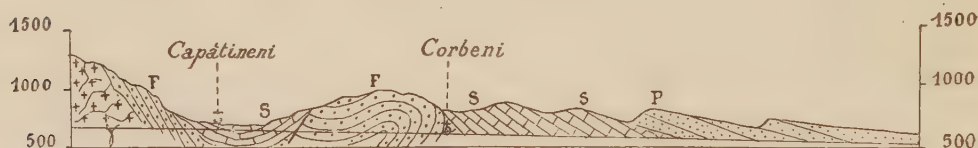


FIG. 16. — Coupe de la dépression subkarpatique d'Arefu.

γ, gneiss granulitique; F, flysch; S, salifère; P, pontien.

formation des dépressions subkarpatiques. Un large déblayement a eu lieu dans les cailloutis pliocènes, et une terrasse quaternaire très nette se suit de Valea-Foi à Liresci. Câmpullung même est dominé par une haute terrasse comparable à celle de Schela.

Nous avons ici une sorte de type de transition entre les dépressions d'Olténie et celles de Munténie. Avec la Dâmbovitza finit le massif ancien. Les caractères de la zone subkarpatique changent comme ceux de la montagne. Pourtant, si loin que doivent nous entraîner ces recherches, nous ne pouvons nous dispenser d'en poursuivre l'étude. Mieux connue au point de vue géologique et topographique, la zone subkarpatique de Munténie a avec celle d'Olténie des ressemblances assez grandes pour que son étude jette une vive lumière sur certains points encore mal éclaircis.

Nature et extension des dépressions subkarpatiques à l'Est de la Dâmbovitza. — On a plus d'une fois noté l'apparente disparition de la zone des collines à l'Est de la Dâmbovitza. La plaine valaque, réduite en

Olténie, s'étale démesurément en Munténie et semble venir jusqu'au pied même des hautes Karpates, marqué par un abrupt très net entre Ploiesci et Buzeu (Istritza). Ce n'est pourtant là qu'une apparence. La zone des collines, bien que plus réduite, existe toujours, mais intimement soudée à la montagne, dont elle a partagé les plissements. Le contact se marque le long des vallées principales par un encaissement entre des sommets boisés, qui s'élèvent brusquement à plus de 1.000 mètres (Comarnic sur la Prohava, Valea Larga sur le Teleajen, Nehoiasu sur le Buzeu, Tulnici sur la Putna, etc.). Les dépressions subkarpatiques semblent aussi avoir disparu. Pourtant la carte roumaine au 1/50.000 (f. Soveja, Negrilesci, Nereju) révèle une zone de 500 m. d'altitude moyenne coïncidant avec les vallées de Putna-Zăbala et Sushitza, encadrée entre les sommets des hautes Karpates atteignant d'un bond 1.200 à 1.400 mètres, et des collines qui s'élèvent à 800 et même 1.000 mètres. Cette zone se distingue au premier coup d'œil sur une carte d'échelle moyenne (1/200.000, f. Târgu Ocna), comme une région déboisée et relativement très peuplée comprise entre deux zones forestières et à peu près désertes. En fait, lorsqu'on remonte la Sushitza, on voit la vallée d'abord encaissée entre les hauteurs boisées aux pentes assez fortes s'élargir brusquement à Soveja, encadrée entre des croupes nues et pelées, qui se groupent en une série de terrasses. Même impression, si l'on se rend de Ploiesci à Valeni et Homoricu : après un étranglement des vallées entre des collines boisées sur le flanc desquelles percent des escarpements gréseux, l'horizon s'élargit, découvrant une véritable plaine couverte de moissons et de villages. D'un point élevé, on reconnaît que la plaine est une terrasse entamée par le fleuve et dominée par des hauteurs qui sont les restes d'une terrasse supérieure très ravinée.

Ainsi les dépressions subkarpatiques forment encore en Munténie une zone nettement marquée, mais peut-être pas aussi continue qu'en Olténie. Le ravinement intense et la présence de deux terrasses sont les caractères les plus constants de cette région. La possibilité de suivre ces terrasses jusqu'à la plaine donne à leur étude un intérêt particulier.

Origine tectonique des dépressions subkarpatiques de Munténie.

— L'origine tectonique des dépressions subkarpatiques d'Olténie n'a pas été établie sans quelque peine. Elle est évidente pour les dépressions de Munténie. Dès qu'on en a eu reconnu l'existence et commencé l'étude géologique, les dislocations tectoniques qui ont préparé ce trait important

de la structure des Karpates ont été signalées. MM. Mrazec et Teisseyre (116) ont révélé l'existence d'une zone miocène à facies salifère coïncidant à peu près avec la dépression subkarpatique de Valeni, encadrée entre le rebord de la zone du flysch karpatique et une bande de flysch tertiaire qui s'avance de Pâtârlage sur le Buceu jusqu'à Valeni sur le Teleajen, en formant comme une presqu'île suivie de plusieurs petites îles. D'après ces auteurs, le miocène salifère s'est bien réellement déposé dans un golfe allongé dans le sens des plissements karpatiques, et dont les rivages sont nettement marqués par des conglomérats littoraux. La première ébauche de la dépression subkarpatique remonte donc au miocène (V. fig. 17).

A l'Est de Slanic, la zone salifère est toujours externe au flysch, mais il n'est pas

impossible que le dépôt ait eu lieu là aussi dans une manche. La découverte d'un îlot de flysch oligocène à Bacău¹ paraît confirmer cette hypothèse



FIG. 17. — Extension du salifère, d'après Mrazec et Teisseyre.

I, massif ancien; II, flysch; III, salifère.

Ainsi préparée par les conditions mêmes de dépôt du salifère, la dépression subkarpatique s'accroît par les dislocations tectoniques qui accompagnent la formation de la chaîne karpatique. Elle

correspond presque partout à un fossé tectonique avec chevauchement du flysch sur le salifère, aussi bien dans la baie de Slanic que dans les collines du Buceu et du Râmnic. Le contact du bord externe de la zone salifère soit avec le sarmatique en Moldavie et dans les collines du Buceu, soit avec la bande de flysch fermant au Sud la baie de Slanic, est également anormal. Entre ces dislocations, les couches du salifère sont vigoureusement plissées en anticlinaux déjetés vers l'extérieur (Mrazec et Teisseyre 116).

Des accidents tectoniques post-miocènes ont donc accentué le caractère de dépression de la zone salifère subkarpatique, mais les mouve-

1. MRAZEC ET TEISSEYRE, *Ueber Oligocäne Klippen am Rande der Karpaten bei Bacau* (Jarb. k. k. Geol. Reichsanst., 1901, p. 235-246).

ments du sol survenus depuis, les vicissitudes de l'établissement du réseau hydrographique et des cycles d'érosion qui se sont succédé ont singulièrement modifié l'image primitive. Pas plus qu'en Olténie, nous ne pouvons nous contenter de la constatation que la zone des dépressions subkarpatiques correspond dans l'ensemble à une dépression tectonique.

Une étude détaillée des deux groupes de dépressions subkarpatiques de Slănic-Valeni et Negrilesti-Soveja est nécessaire pour éclaircir l'histoire du relief de cette région.

Les deux terrasses de Valeni et leur importance anthropogéographique. — Pour avoir une juste idée du relief de la région de Slănic, il faut trouver un point élevé sur le bord de la montagne, comme pour les dépressions subkarpatiques d'Olténie. Ni la carte topographique, en effet, ni l'étude du terrain ne permettent, à moins d'être prévenu, de reconnaître les terrasses caractéristiques de cette région au milieu des coteaux ravinés qui s'y succèdent. Seule la terrasse inférieure suivie par la route qui mène au Bratociu apparaît nettement. Du haut du Clăbucetu, qu'on peut atteindre en quelques heures en partant de Valea Larga, on jouit d'un panorama qui permet de suivre et d'analyser tous les détails du relief. (*V. la Valachie*, fig. 29.)

Quiconque connaît l'aspect caracté-



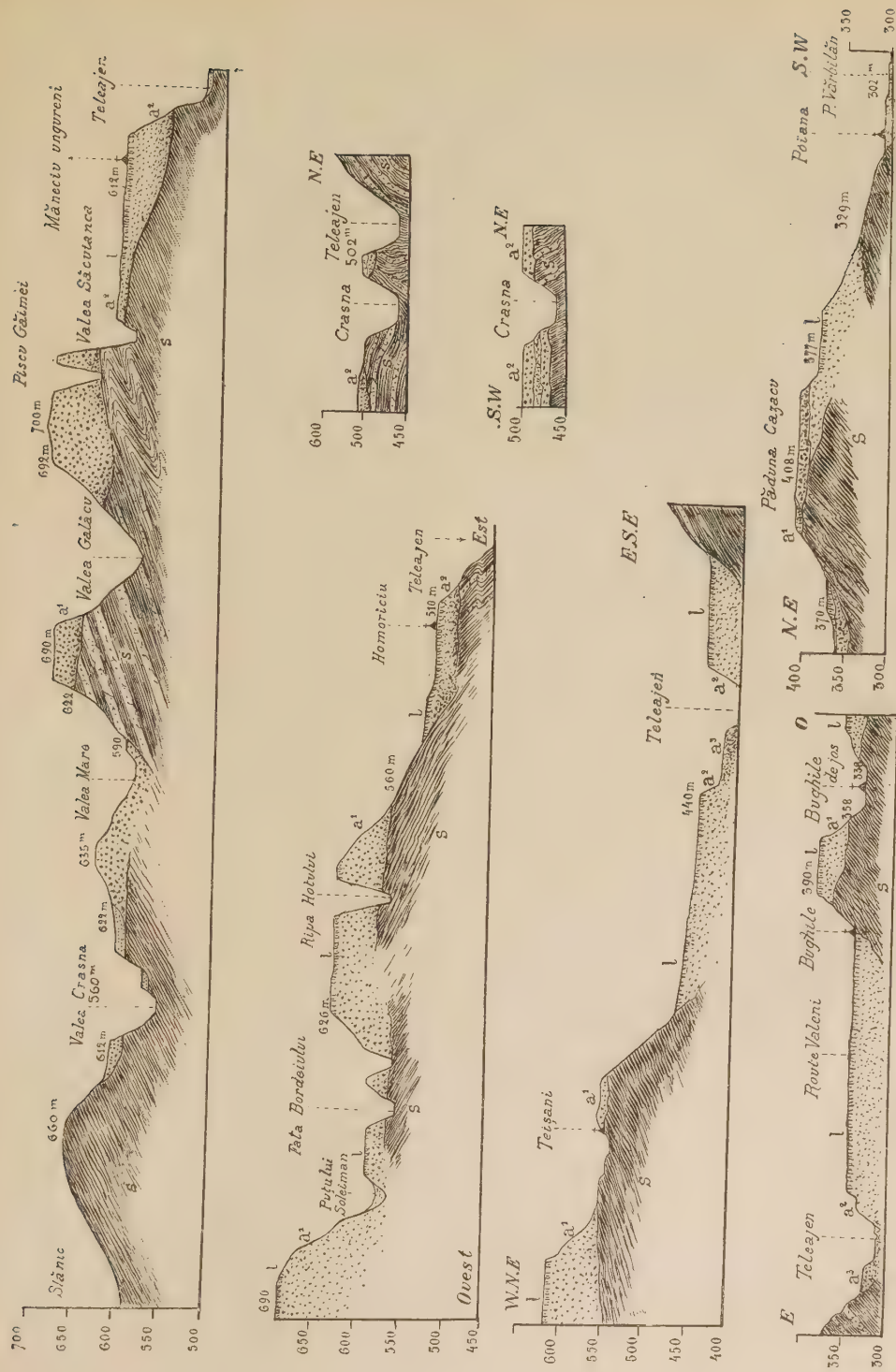
FIG. 18. — Carte de la région Valeni.

Courbes équidistantes de 100 m. d'après la carte roumaine au 1/50.000. Pointillé gros, haute terrasse; fin, basse terrasse. — V. M., Valeni de munte. — OL., Olténie. — SL., Slănic. — H., Homoricu. — M. P., Măneciu pământeni. — M. U., Măneciu Ungureni.

ristique des dépressions subkarpatiques n'hésitera pas à en reconnaître les traits essentiels, bien que certains détails diffèrent de ceux qui sont communs en Olténie. Ainsi, pas de doute possible sur le sens de l'écoulement des eaux. La ceinture de collines fermant la dépression au Sud est un bourrelet à peine indiqué et assez largement ouvert près de Valeni. Une vallée très bien dessinée et à fond plat s'allonge du Nord au Sud. En réalité c'est une terrasse entaillée par le Teleajen et ses affluents encaissés entre des berges escarpées. Elle est dominée par des coteaux, restes d'une terrasse plus élevée dont l'ancienne continuité n'apparaît que d'un point élevé, mais qui s'élève jusqu'à la ligne de partage des eaux entre le Teleajen et le Slanic. En somme, malgré l'évidence du drainage Nord-Sud dès l'époque de la formation de la terrasse inférieure, on ne peut s'empêcher de voir, dans la dépression qui s'étale au Nord du bourg de Valeni, un fragment de cette zone d'élargissement des vallées prédisposée à atteindre un modelé de maturité, que nous avons retrouvée partout en Olténie sur le bord méridional de la montagne.

Terrasses et vallée forment ici un ensemble aussi intéressant au point de vue humain qu'au point de vue physique. Depuis longtemps déboisée, la terrasse inférieure est couverte de champs de maïs, et les gros villages s'y suivent en file presque ininterrompue, entourés de vergers. De maigres taillis s'accrochent aux berges escarpées du Teleajen et de ses affluents. Les vignes et les pruniers qui donnent le meilleur vin et la meilleure *țuică* de toute la Munténie couvrent les pentes de la terrasse supérieure, dont le sommet, appelé *Podu* par le paysan, est un lieu de pâturages, où croît une herbe desséchée à la fin de l'été, entre de maigres bouquets de chênes et de bouleaux. Des hameaux se cachent encore dans les vallons creusés dans la terrasse supérieure, ou se serrent à son pied, formant une seconde file d'habitations liée aux sources qui jaillissent au contact des graviers et des marnes du salifère. Cet ensemble bien équilibré forme une des régions les plus riches de la zone des collines.

Nature des terrasses. — Quelle est l'origine des terrasses? L'étude de coupes transversales à la vallée (fig. 19) montre que les deux terrasses sont entaillées jusqu'à la roche en place. L'épaisseur des cailloutis est parfois très réduite dans la terrasse inférieure (embouchure de la Crasna). En général, les alluvions sont plus épaisses sur la berge de droite du Teleajen, ce qui prouve que le fleuve s'est déplacé vers la gauche. Quand l'évolution sera plus prolongée, l'épigénie pourra devenir



manifeste. La consolidation des cailloutis est très peu avancée. Leur nature est la même que celle des alluvions actuelles du Teleajen. Un limon lœssé assez épais avec terre noire couvre le sommet de la terrasse, montrant que le régime des cours d'eau était parvenu à une régularité parfaite avant la période d'érosion qui a amené le creusement des thalwegs actuels. Ce limon distingue la vraie terrasse des terrasses d'érosion secondaire qui s'observent particulièrement près de Valeni et marquent les stades de creusement du lit actuel (quelques-unes sont entièrement dans la roche en place¹).

L'uniformité des sommets peut seule faire soupçonner les restes d'une terrasse supérieure dans les hauteurs escarpées qu'on aperçoit constamment à gauche, lorsqu'on remonte la vallée du Teleajen. Il faut gravir des pentes ravinées d'une hauteur de 70 à 100 mètres, pour déboucher sur un plateau comme le Podu Homoriciu. La roche en place, schistes marneux et grès du salifère, y est recouverte par des cailloutis en couche puissante. On retrouve les mêmes caractères dans tous les coteaux qui s'échelonnent de Valeni à Măneciu découpés par les grandes vallées de Crasna, Valea Mare, Săcuianca, V. Stălpului. Le ravinement est en général plus avancé vers l'amont que vers l'aval. La terrasse est réduite à une crête allongée entre Valea Crasna et Valea Mare (Dosul Gogosari); on a peine à en retrouver les fragments subsistants au-dessus de Măneciu et Valea Larga. Au contraire, elle s'étale largement au-dessus de Homoriciu et Teishani. Les ravinements sauvages de Fatza Bordeiului, Ripa Hotzului et Valea Rea représentent visiblement les premiers efforts de l'érosion. Ce sont des entailles en V aigu dans le fond desquelles on peut à peine descendre. On y observe des glissements des marnes schisteuses du salifère par-dessus les cailloutis anciens. Au-dessous de Valeni, on peut suivre encore les traces de la terrasse supérieure découpée en coteaux allongés du Nord au Sud par la vallée de Bughea, mais très bien conservée au-dessus de Poiana de Verbilău dans Pădurea Cazacu.

L'origine de la terrasse supérieure est la même que celle de la terrasse inférieure. Il est évident qu'elle est plus ancienne, mais rien ne permet d'affirmer que la période de remblaiement à laquelle est dû le dépôt des cailloutis remonte plus loin que les débuts du pleistocène. La conserva-

1. Les terrasses d'érosion secondaires ne sont pas liées à un état d'équilibre du cours d'eau. Elles sont généralement dues à de simples déplacements des méandres, occasionnés par la rencontre de la roche en place. Ce processus a été analysé en détail par Davis (*River Terraces in New England* [Bull. Mus. of Comparat. Zool. Harvard, Geol. Series, V, 7, 1902]).

tion remarquable de la terrasse au Podu Homoriciu, malgré un ravinement d'une intensité extraordinaire, montre qu'elle ne peut être très ancienne. D'après la nature des cailloutis, on peut conclure que le réseau hydrographique était déjà organisé dans les hautes Karpates au moment de la formation de la plaine découpée dans la suite en terrasses. En effet, les éléments dominants sont les grès du flysch et même des fragments de conglomérats crétacés venus évidemment de la région des sources du Teleajen actuel (massif du Csukas-Tigăile). On trouve aussi des schistes cristallins provenant de la décomposition et du charriage des éléments des mêmes conglomérats. La conservation de fragments de conglomérats entiers non décomposés prouve encore le caractère relativement récent du dépôt des cailloutis de la terrasse supérieure. Nulle part nous ne trouvons de bancs consolidés sur une étendue notable, ni de couches rubéfiées, comme nous l'avons constaté dans les cailloutis des terrasses supérieures dans les dépressions subkarpatiques d'Olténie. Il paraît donc vraisemblable que l'âge de la terrasse supérieure est plus récent en Munténie. Il n'est pas impossible qu'une terrasse plus élevée, correspondant à la terrasse supérieure d'Olténie, ait existé, mais les traces n'en ont pas été conservées, étant donné le niveau très élevé au-dessus des thalwegs actuels où elle serait parvenue¹.

Comme la terrasse inférieure, la terrasse supérieure de la région de Valeni présente plusieurs terrasses d'érosion secondaire. Telle est l'origine de Dealu Curmatura, à l'Est de Bughile-de-Jos, de la colline de Teishani, de l'extrémité Sud de Podu Olteni, etc. Le niveau de ces terrasses secondaires est très variable : il peut s'abaisser jusqu'à 30 mètres au-dessous de la terrasse principale; celle-ci présente même assez d'inégalités pour qu'on puisse se demander si son niveau primitif n'a pas en grande partie disparu.

En réalité, on doit se représenter la terrasse supérieure comme le résultat d'une série de ressauts dans l'approfondissement des vallées, dont le plus important a donné naissance au dépôt des cailloutis qui forment la terrasse la plus continue. Pour que l'érosion se soit ainsi arrêtée, il faut évidemment que la pente des thalwegs ait été très réduite, et l'accumulation des cailloutis sur de larges surfaces indique que les vallées avaient acquis un profil transversal adouci, en même temps qu'une largeur assez

1. Dans la vallée de la Prahova nous avons une preuve indirecte de l'existence de terrasses pliocènes dispersées par l'érosion quaternaire; c'est la trouvaille de *Mastodon Borsoni* dans les graviers de la terrasse de Câmpina, qui est incontestablement pleistocène (MRAZEC ET TEISSEYRE 119). Ces ossements sont roulés et proviennent nécessairement des graviers de Căndesci situés en amont.

grande. Comme la terrasse inférieure, la terrasse supérieure devait pénétrer dans les vallées secondaires, et, si ces déductions sont justes, nous devons espérer retrouver, à moins que l'érosion postérieure n'en ait fait disparaître toute trace, des surfaces témoignant d'un modelé de maturité à un niveau très supérieur à celui où ce modelé est réalisé dans le cycle d'érosion actuel, mais en rapport avec le niveau de la terrasse supérieure. C'est en effet ce qu'on peut aisément constater.

Traces d'un relief de maturité en rapport avec la terrasse supérieure. — Lorsqu'on observe d'un point élevé, tel que Podu Homoricu, le relief à l'Est du Teleajen, on est d'abord frappé par l'apparente disparition de la terrasse supérieure, dans un fouillis de coteaux et de vallons. Un peu d'attention suffit cependant pour s'apercevoir qu'une sorte de trouée s'ouvre vers l'Est dans ce relief mouvementé comme une large vallée, encadrée entre des hauteurs boisées et dépassant 800 mètres. On peut suivre aisément cette zone orientée SW.-NE., coïncidant à peu près avec l'extension du salifère sur la carte au 1/50.000, f. Chiojdu. Elle suit la Drajna et passe dans le bassin moyen de la Bâsca Chiojdului, abaissant la ligne de partage des eaux à un seuil d'une vingtaine de mètres. Les pentes les plus faibles sont sur les points les plus élevés, et la surface topographique générale monte constamment vers l'Est, le ravinement étant plus accentué du côté Chiojdu de Bâsca. Cette topographie est celle d'une zone de maturité ancienne transformée par une érosion récente en une dépression plus mouvementée. L'altitude des points élevés (550 à 600 m.) la rapproche de la terrasse supérieure de Văleni. Ainsi, nous arrivons à reconnaître l'existence, au début du pleistocène, d'une zone longitudinale de relief très adouci, où les rivières principales alluvionnaient largement. Nul doute que l'artère principale du drainage ne fût alors le Teleajen; il est même probable que son bassin s'étendait plus loin qu'à l'heure actuelle vers l'Est et comprenait toute la dépression qui correspond à l'étendue du salifère, jusqu'à Chiojdu de Bâsca. La disposition du réseau hydrographique paraît bien témoigner de remaniements récents.

La Bâsca actuelle résulterait donc de la capture d'un fragment de l'ancien réseau hydrographique longitudinal du Teleajen, par un affluent du Buzeu. Aucun doute n'est possible sur le caractère récent de la vallée de la Bâsca entre Calvini et Chiojdu, car elle ne présente aucune trace des terrasses caractéristiques du Teleajen. Pour la même raison, le Slânic, affluent du Verbileu, doit être considéré comme de formation toute

récente : on n'y trouve aucune trace de terrasses. Ainsi, il paraît évident que le réseau transversal s'est depuis peu enrichi, et cela très probablement aux dépens d'un ancien réseau longitudinal, dont le Teleajen était l'artère maîtresse. Une preuve décisive de ce fait nous est donnée par le fait que la ceinture de hautes collines formées par le flysch qui ferme au Sud la dépression subkarpatique, s'étendant de Slănic-Valeni à Chiodju de Bâsca, ne s'abaisse que juste à l'endroit du débouché du Teleajen actuel et descend en ce point au niveau de la terrasse supérieure. C'est ce qu'on peut observer parfaitement du haut du col par où passe la route de Valeni à Poiana de Verbileu. A Scăiosi, on peut constater d'ailleurs que les dernières traces de la terrasse supérieure se trouvent sur le flysch, nivelé à l'ancien niveau de la dépression subkarpatique.

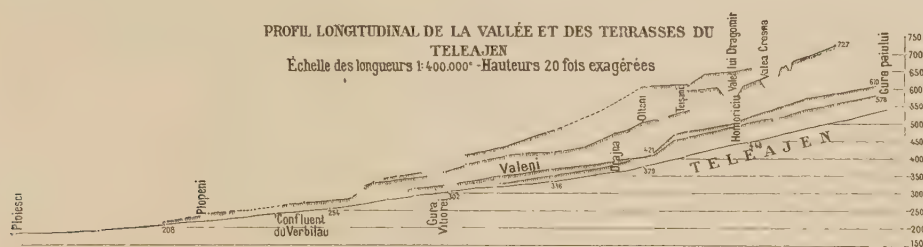


FIG. 20.

Pente des terrasses. Conclusions à en tirer. — Quelle est la cause qui détermina une nouvelle période d'érosion après que les vallées étaient arrivées dans la zone subkarpatique à l'état de maturité dont témoignent la haute terrasse et le modelé de la région de Chiodju ? Il faut admettre, comme nous l'avons fait dans les cas analogues qui se présentent en Olténie, un changement du niveau de base dû, soit à un affaissement du niveau de base lui-même, soit à des mouvements du sol dans la région envisagée. Nous avons ici la bonne fortune que les terrasses sont représentées très exactement sur des cartes en courbes de niveau avec de nombreuses cotes, et que, en outre, il est facile d'en suivre la liaison avec les terrasses de la plaine valaque. En étudiant leur pente et leur rapport avec le thalweg actuel, nous pouvons espérer arriver à une conclusion rigoureuse à ce sujet.

La figure 20 donne le profil longitudinal des terrasses comparé à celui du thalweg actuel du Teleajen. On remarquera d'abord que la hauteur relative des terrasses croît vers l'amont. Cette seule constatation suffit

à montrer que la cause du creusement n'est pas un affaissement du niveau de base, mais doit être cherchée vers l'amont. En examinant d'un peu plus près les profils, on voit que les terrasses ne s'élèvent pas régulièrement, mais présentent des ressauts de pente singuliers. Naturellement, c'est sur ces ruptures de pente que l'érosion s'est fait le plus sentir, et dans la terrasse supérieure il est souvent difficile d'établir la continuité des divers niveaux. Cependant la répétition du phénomène dans la terrasse inférieure où l'érosion n'a pas encore altéré la continuité du profil, sa netteté dans la terrasse d'érosion intermédiaire Teishani-Olteni-Bughea, ne peuvent guère laisser de doute sur la manière de raccorder les terrasses de Pădurea Cazacu et Podu Homoriciu.

Les ressauts de pente des terrasses ne peuvent être dus qu'à une déformation de la surface topographique postérieure à la formation des plaines alluviales dont elles sont la trace. Cette déformation doit être placée à l'époque pleistocène récente et coïncide avec un exhaussement de la zone subkarpatique, qui doit être considéré comme la cause déterminante du creusement des vallées actuelles. Le phénomène n'est pas particulier à la région de Valeni, toutes les vallées de la zone subkarpatique de Munténie qui présentent des terrasses nous montrent les mêmes déformations.

La figure 22 représente les profils comparés des thalwegs et des terrasses le long des vallées de Prahova et Doftana. Les terrasses de ces rivières sont, comme celles du Teleajen, formées en grande partie de roche en place et recouvertes d'une pellicule plus ou moins épaisse de cailloutis d'origine karpatique. Le fait est des plus faciles à observer dans la vallée de la Prahova, où l'on peut suivre de la portière même du wagon les dislocations compliquées des couches du salifère affleurant tout le long de l'abrupt de la terrasse de Câmpina. La terrasse inférieure est assez bien conservée le long de Prahova jusqu'à Comarnic et monte vers l'amont avec un ressaut de pente très net entre Câmpina et Poiana. Le même phénomène se retrouve dans la vallée de Doftana. La terrasse supérieure est moins bien conservée, et c'est encore sur le ressaut de pente que l'érosion s'est fait le plus sentir. Mais on ne peut hésiter cependant sur le raccordement des lambeaux de terrasse supérieure atteignant 660 et 680 mètres au-dessus de Breaza avec la terrasse supérieure qui se développe régulièrement à partir du confluent avec la Doftana (V. carte au 1/50.000, feuilles Sinaia-Comarnic et Câmpina). Nous verrons que les mêmes conditions se retrouvent dans les vallées de la zone subkarpatique au Nord du Buzeu.

Rapport de la terrasse inférieure avec la terrasse de la plaine de Munténie. — La terrasse supérieure est la moins bien conservée, chose naturelle, étant donné sa hauteur relative, qui atteint 220 m. dans la vallée de Teleajen, presque 250 dans la Prahova, et 180 dans la Doflana. Elle semble disparaître brusquement au moment où le Teleajen sort de la dépression subkarpatique. La terrasse inférieure est, au contraire, généralement bien conservée, quoique fortement ravinée vers l'amont, surtout dans la vallée de Prahova au-dessus de Breaza. Vers l'aval, on la voit s'abaisser progressivement, et on peut la suivre jusqu'au débouché des

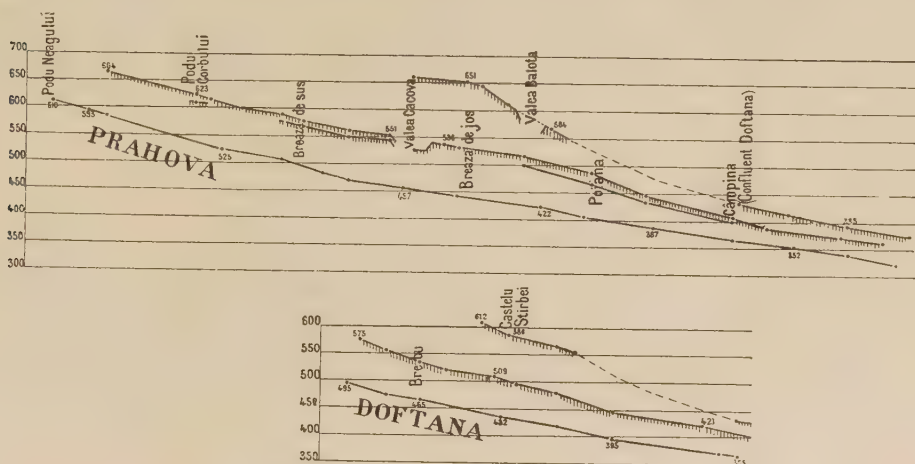


FIG. 21. — *Profils longitudinaux comparés des thalwegs et des terrasses de Prahova et de Doflana.*

Même échelle que figure 19.

rivières dans la plaine de Munténie. Là, toutes les terrasses se fondent en n'en formant plus qu'une, dans laquelle sont seulement entaillées quelques terrasses d'érosion locales, particulièrement au débouché du Teleajen et de la Prahova.

La continuité de la terrasse inférieure avec la plaine de Munténie nous apprend d'abord que leur formation est contemporaine. La faune bien connue des graviers quaternaires à Ploiesti et aux environs de Bucarest¹ ne laisse aucun doute sur leur âge, qui est aussi celui des graviers de la terrasse inférieure. Si l'on pouvait suivre de même la terrasse supérieure jusqu'à la plaine, son âge pleistocène serait également établi de façon

1. V. GR. STEFANESCU, *le Chameau fossile de Roumanie* (Ann. Mus. de Geol. (1894); Buc., 1895.

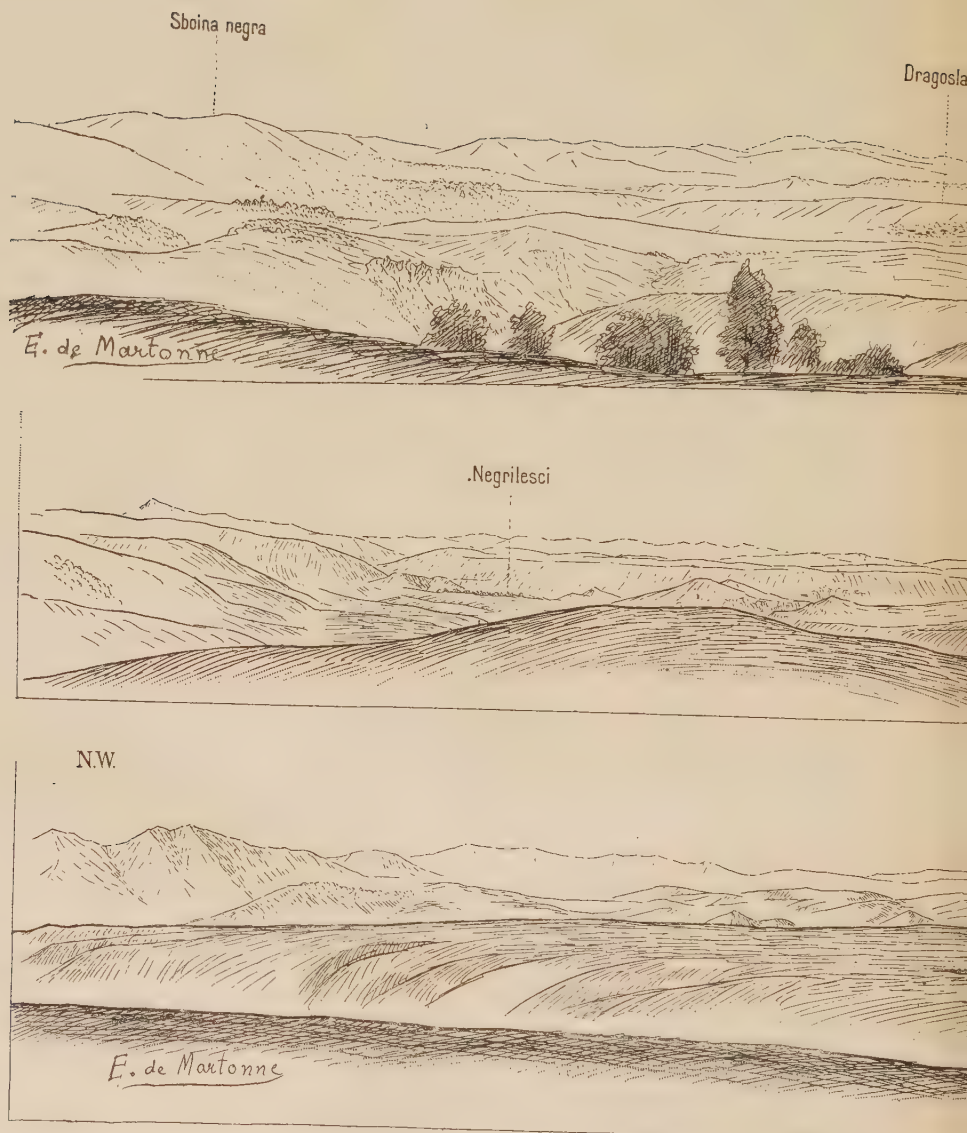
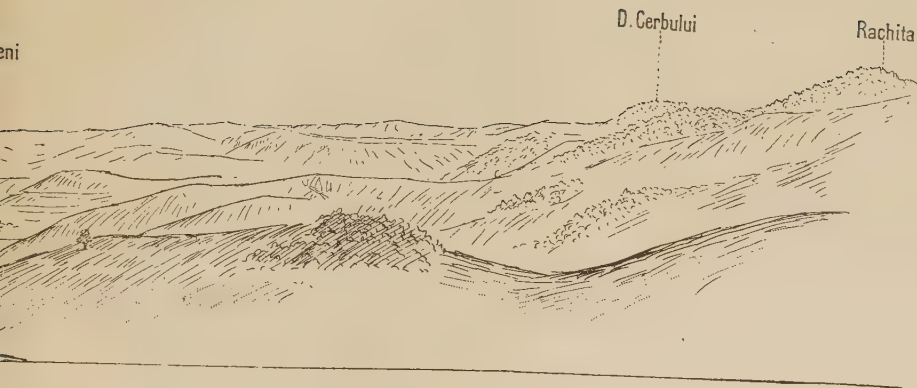


FIG. 22. — Trois panoramas de la dépre

Le premier, pris de Dealu Burdaeu (col'entre Soveja et Negrilesti) vers le Nord montre la dépression de Soveja en-
drée entre les hautes Karpates (Sboina negra) et les collines sarmatiennes (Rachitza). — Le second, pris du mêm
point vers le Sud, montre le bassin de Negrilesti et la haute terrasse de Dealu Dumii. — Le troisieme est pris c



N.



cea. (Dessins à la chambre claire.)

crasse même; les pitons qui passent la tête derrière sont ceux qu'on voit au second plan près de Negrilescu
second panorama; ils sont découpés par l'érosion dans une surface correspondant à D. Dumé; à droite, ravine-
ense du salifère plissé contre les hauteurs sarmaticennes; à gauche, sommets de flysch des hautes Karpates.

indiscutable. La chose n'est pas possible pour le Teleajen; mais au débouché de la Prahova, la terrasse de Baicoiu, qu'on aperçoit si nettement de la voie ferrée et qu'on gravit pour arriver au village, semble bien être la continuation de la terrasse supérieure (V. 1/50.000, f. Haimanele et Ploiesti). Son altitude relative est de 50 à 70 m., mais elle s'abaisse rapidement vers le SE. et vient se confondre avec la terrasse inférieure.

Ainsi toute l'évolution de la zone subkarpatique depuis la formation de la haute terrasse se place dans le pleistocène. Les terrasses des vallées subkarpatiques rentreraient ainsi dans le cadre établi pour les terrasses des vallées subalpines¹, mais leur origine ne semble pas la même. L'étude de leurs rapports avec la plaine de Munténie montre qu'elles doivent leur origine à l'évolution régulière du réseau hydrographique, interrompue par des mouvements du sol. Nous avons déjà noté une rupture de pente des terrasses dans la région subkarpatique elle-même au débouché des vallées de la zone montagneuse. Une autre rupture de pente se remarque au débouché de la région des collines dans la plaine. Ainsi la zone subkarpatique apparaît comme comprise entre deux lignes de déformation de la surface du sol, rendues sensibles par les terrasses, et que l'on pourrait peut-être suivre au delà des vallées principales, si les inégalités primitives de la surface topographique et le travail accompli depuis par l'érosion sur les pentes élevées ne rendaient impossible une recherche de ce genre. Il est déjà difficile d'arriver à un résultat, même en se limitant aux terrasses, et, sans les cartes de l'état-major roumain, qui fournissent de cotes d'altitude, nous n'aurions pu songer un seul instant à l'essayer.

Les collines de Ploiesti. Leur importance pour l'histoire de la région subkarpatique. — La liaison des terrasses subkarpatiques avec la plaine de Munténie nous invite à rechercher si le réseau hydrographique n'a pas subi quelques modifications récentes dans la zone de contact des collines et de la plaine, en rapport avec les vicissitudes qu'il a éprouvées dans la zone subkarpatique. Les terrasses de la Prahova et du Teleajen se fondent en une seule; on peut se demander si les deux rivières ne se réunissaient pas autrefois plus près de leur débouché hors des collines qu'elles ne le font actuellement.

Il est difficile de fixer en réalité le point où finit la zone des collines

1. PENCK ET BRUCKNER, *Die Alpen im Eiszeitalter*.

dans la région qui s'étend au Nord de Ploiesti. Le contact avec la plaine, si nettement marqué plus à l'Est qu'on est tenté d'y voir un rapprochement de la plaine et de la montagne (chaîne de l'Istritza), est ici dissimulé par suite d'une disposition originale du relief qui ne se retrouve nulle part ailleurs. La voie ferrée qui descend la vallée de la Prahova débouche après Campina sur la terrasse inférieure, qui s'étale largement, couverte de champs de maïs, sans un arbre, aussi sèche et nue que la plaine des environs de Bucarest. Après la traversée de la montagne et des collines si mouvementées et si verdoyantes, l'impression est très vive pour le voyageur venant du Nord, et nul n'hésitera au premier coup d'œil à se croire déjà arrivé dans l'immense plaine de Munténie. Cependant un mouvement de terrain se dessine au loin, rendu sensible par quelques bouquets d'arbres qui attirent la vue dans cette étendue monotone. Bientôt on le voit grandir, et l'on reconnaît un coteau couvert de vergers avec une ceinture d'habitations. C'est la colline de Baicoi-Tzintea. Elle n'est pas la seule. En suivant le Teleajen, on retrouverait la même impression après Scăiosi, et l'on serait aussi surpris de voir surgir de la plaine les hauteurs boisées de Seciu et de Pădurea Ghiganca avec leur couronne de hameaux, de vergers et de vignes (V. 1/50.000, f. Haimanele, Valeni de Munte, Soimari, Ploiesti et Urlatzi). Il y a là une région de transition très curieuse au point de vue physique, très intéressante d'ailleurs au point de vue de la géographie humaine, pour laquelle nous avons proposé le nom de collines de Ploiesti¹. Vue d'un point suffisamment élevé pour qu'on pût l'embrasser d'un coup d'œil tout entière, elle rappellerait quelque peu ces hautes plaines désertiques de l'Asie centrale ou du Mexique, où les montagnes surgissent brusquement comme des îles du sein de la mer au milieu de vastes plaines de cailloutis. Les coteaux de Tzintea, Găgeni (Pădurea Ghiganca) et les collines de Cernatesti sont comme noyées dans la nappe d'alluvions formée par les terrasses conjuguées de la Prahova et du Teleajen.

Nous devons à la richesse pétrolifère de cette région des renseignements précieux sur la constitution du sous-sol (Mrazec et Teisseyre 118), qui, rapprochés de ce que nous avons déjà vu, éclairent d'une lumière éclatante l'histoire de la zone subkarpatique.

C'est bien en effet encore un fragment de la zone subkarpatique, que cette curieuse région des collines de Ploiesti. Elle en a tous les caractères. Un réseau de vallées longitudinal y apparaît en formation. Le P.

1. *Recherches sur la distribution géographique de la population en Valachie.*

Mislea et la vallée affluente du Cricov qui s'étend entre Măgurele et Rahova, forment comme une ébauche de dépression subkarpatique. Elles correspondent à une zone synclinale. Les hauteurs qui la limitent au Sud sont formées de salifère et de pontien violemment disloqués par des plissements orientés Est-Ouest. Les sondages ont révélé le chevauchement du salifère par-dessus non seulement le pontien, mais même les graviers levantins¹. Nous avons donc affaire, malgré l'uniformité du relief, à peine troublée par quelques collines de faible relief, à une région de dislocations tectoniques très accusées. Les collines de Ploiesti correspondent à une dépression subkarpatique en préparation. Elles représentent l'état de la zone subkarpatique de l'Olténie avant le cycle d'érosion qui débaya les cailloutis pliocènes, étalés dans toutes les vallées longitudinales. Qu'un mouvement du sol soulève cette région, comme la chose est arrivée jadis dans la zone subkarpatique d'Olténie, on verra l'érosion ranimée entailler profondément les terrasses de la vallée longitudinale Mislea-Cricov, creuser même les thalwegs dans la roche en place, et en même temps dégager les collines bordières du côté Sud, en leur donnant un aspect comparable à celui de Dealu Sporesti, ou mieux encore de Magura Slatiorului, qu'elles rappelleront par leurs dislocations compliquées.

Une pareille évolution semble en réalité à la veille de s'accomplir. Déjà quelques captures ont eu lieu dans la zone longitudinale Mislea-Cricov, d'autres se préparent. Si nous établissons le profil de cette vallée en suivant la surface de la terrasse à peine entaillée par les thalwegs actuels, nous constatons qu'elle offre une pente continue de l'Ouest à l'Est. Le Mislea coule presque à la surface de la terrasse, dans laquelle il s'enfonce légèrement vers l'Est. La large dépression Măgurele-Racova n'est suivie par aucun cours d'eau jusqu'à Băltzești, où elle commence à être creusée de ravins qui écoulent leurs eaux, par le P. Lopanda vers le Cricov (V. feuille Soimari). Ces entailles ont dès le début 25 mètres de profondeur et atteignent 30 mètres au confluent avec le Cricov. La terrasse se suit dans la vallée transversale du Cricov jusqu'à Urlatzi, mais elle atteint son altitude relative la plus forte à Iordachianu, c'est-à-dire justement à l'endroit où la vallée s'étrangle dans les collines qui ferment au Sud la dépression subkarpatique à demi formée. A cet endroit on remarque aussi une diminution de pente de la terrasse. Tous ces faits trouvent leur explication naturelle si l'on admet que le Cricov a récemment cap-

1. MRAZEC, Communication inédite.

turé les eaux de la vallée Magurele-Racova, qui s'écoulaient jadis vers le Teleajen. Ce serait le premier résultat du soulèvement de la région des collines de Ploiesti, qui amène le creusement des vallées au-dessous de la surface des terrasses, et d'un gauchissement qui tend à donner une pente vers l'Est.

Il est évident que, dans ces conditions, le Mislea tendra à pousser sa tête de source vers l'Ouest et à capturer la Prahova. C'est ce qui serait déjà arrivé si le Teleajen était une rivière plus puissante. Si l'on envisage le relief et le drainage entre Ploiesti et Baicoiu, on voit que la pente générale est nettement vers le Teleajen, et que tous les ravinements suivent la même direction. D'ici quelque temps, il est permis de croire que la Prahova deviendra la proie du Teleajen.

Cette rapine ne sera d'ailleurs très probablement que la revanche d'une ancienne injure. Il est, en effet, très probable que le Teleajen était autrefois une rivière plus importante et que la Prahova actuelle lui a enlevé une partie des eaux qu'elle drainait dans la région karpatique et subkarpatique. L'importance et la largeur de la vallée ancienne du Teleajen est sans proportion avec celle de Prahova. Le développement des terrasses y est plus important que dans aucune autre vallée subkarpatique de Munténie. Ces faits ne sauraient d'ailleurs s'expliquer simplement par le facile déblaiement du salifère, car la Prahova, elle aussi, traverse une zone salifère à Câmpina. Ajoutez que la direction naturelle de la Prahova au sortir de la montagne la conduit au Teleajen, où elle aboutirait en amont de Ploiesti.

Quoi qu'il en soit, il paraît certain que l'évolution actuelle se fait vers un agrandissement vers l'Ouest de l'aire de drainage du Teleajen, d'ailleurs frustré d'une partie de ses eaux par le Cricov à l'Est. Nous saisissons ici sur le vif en quelque sorte un des épisodes de l'évolution des dépressions subkarpatiques, comme si la nature avait voulu nous faciliter la solution du problème de l'histoire de ces régions en instituant une sorte d'expérience reproduisant les conditions du passé. A ce point de vue, la région des collines de Ploiesti est un des coins les plus intéressants de toute la région des collines de Munténie.

La dépression de Vrancea. Caractères physiques et anthropogéographiques. — L'étude des environs de Valeni nous a permis de préciser l'histoire de la dépression subkarpatique dans ses épisodes les plus récents. La déformation des terrasses y est frappante. Toutefois, il serait désirable de pouvoir montrer qu'elle n'est pas un phénomène local.

Transportons-nous à la limite extrême de la Munténie, dans les collines drainées par la Putna et la Sushitza, affluents du Siret. Rien ne peut faire soupçonner l'existence d'une dépression subkarpatique derrière le front régulier que présentent ici les Karpates, talus doucement incliné au Sud-Est, formé par les graviers levantins, et qu'interrompt seule la large croupe boisée de Magura Odobestilor. Pourtant, si l'on remonte les vallées de Putna ou Sushitza, on débouche, après avoir traversé les hauteurs des grès sarmatiens, dans une région qui, malgré l'apparence, est l'équivalent des dépressions subkarpatiques déjà étudiées.

Au premier abord on est frappé par le relief très mouvementé, qui porte partout le caractère de la jeunesse, et non de la maturité. Mais nous avons déjà appris à reconnaître les traces d'un passé plus tranquille dans le trouble du relief actuel rajeuni par de récents mouvements du sol. Tout l'ensemble de la région, vu d'un point élevé, apparaît nettement comme une zone déprimée, entre les hautes Karpates qui s'élèvent à plus de 1.400 mètres et la zone des collines boisées que la Sushitza et la Putna traversent en des vallées relativement étranglées. Les trois panoramas dessinés du haut de Dealu Burdacu et Dealu Dumi (fig. 22) sont assez significatifs. La distinction est rendue plus nette encore par le déboisement général de la dépression et l'aspect étrange des couches salifères mises à nu presque partout par une érosion vigoureuse. Sous le soleil éclatant d'un beau jour d'été, les flancs des terrasses de la Putna, avec leurs strates gréseuses verticales déchaussées, et les pentes des hautes collines qui dominent Bârsesti, avec les écailles et les retombées anticlinales soulignées par le ravinement, peuvent rappeler certains coins de l'Atlas saharien et donnent une impression de pays subdésertique.

Une population à part s'est conservée dans ce pays fermé et étrange. Descendant, suivant une tradition ancienne, de colons établis par Stefan le Grand, elle a gardé des mœurs rudes. Quelques champs de maïs et de grands vergers à pruniers sont les seules cultures autour des villages sales et arriérés. L'exploitation primitive des forêts communales et la vie pastorale assurent une existence indépendante aux *moshneni*. Les troupeaux paissent sur les terrasses étagées qui suivent les vallées et sont appelées *Podu*. Des maisonnettes isolées s'élèvent sur les pentes jusqu'à 900 mètres, habitations temporaires et fenils, qui permettent l'extension du pâturage sur les hauteurs voisines des villages. Nous avons là un des rares exemples dans les Karpates de vie pastorale sans transhumance.

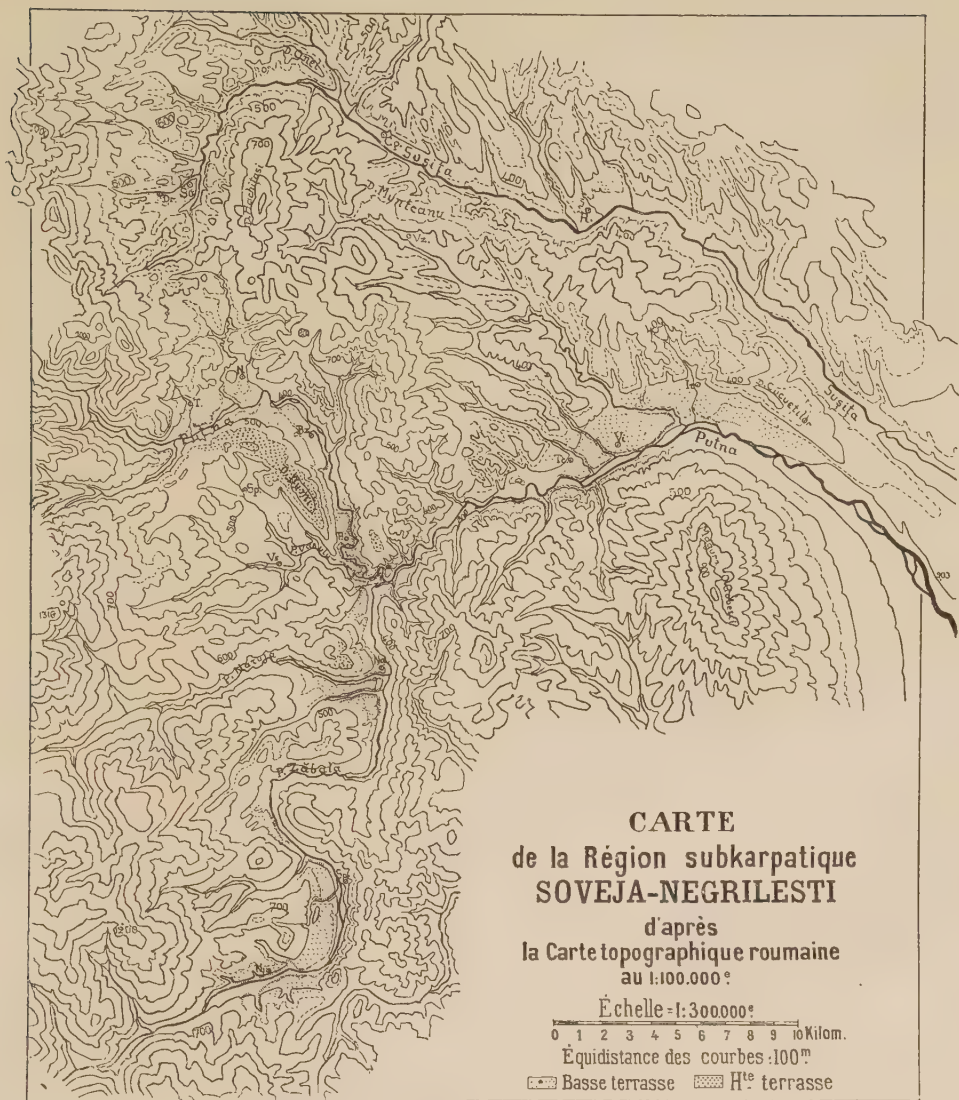


FIG. 23. — Dépression subkarpatique de Vrancea.

Abréviations. — Dans le bassin de la Sushitza : R, Racosa ; Cp, Câmpurile ; So, Soveja ; Dr, Dragomirești. — Bassin de la Putna : Vi, Vidra ; Ir, Iresti ; P, Poiana ; N, Negrilești ; T, Tulnici ; Vs, Vasuiu ; Sp, Spinesti ; Br, Bârești ; N, Naruja ; Nj, Nereju.

Ainsi vit cette population repliée sur elle-même dans la partie la plus fermée de toute la zone subkarpatique.

La basse terrasse et sa déformation. — La carte au 1/50.000 figure toutes les terrasses avec de nombreuses cotes. Elle nous a permis de reprendre ici le travail exécuté pour la région de Valeni (fig. 23-25). Notre carte montre que c'est dans les portions longitudinales des vallées que les terrasses sont le plus développées, particulièrement autour de Negrilesti sur la Putna, à Neruja et Năreju sur la Zăbala, à Soveja sur la Sushitza. Leur altitude relative varie entre 50 et 80 mètres. Une mince pellicule de cailloutis y recouvre les schistes et grès du salifère fortement redressés. Des terrasses secondaires se montrent presque partout, surtout sur les rives convexes des méandres, qui se multiplient entre Bărsesti et Prisaca, sur la Putna.

Le profil comparé de la terrasse avec le fond des vallées montre des irrégularités significatives. La plus grave s'observe à l'endroit où la Putna, collecteur des eaux de toute la région salifère, s'apprête à percer les crêtes boisées du sarmatien. A partir de Poiana se dessinent des méandres encaissés, et la hauteur de la terrasse, qui était de 50 m. à Negrilesti, 40 m. à Năruja et Stroesti, atteint 80 m. Il y a rupture de pente non dans la terrasse, mais dans la vallée. Un ravinement intense de tous les affluents accompagne ce creusement. Le P. Vasuiu, qui décrit lui aussi des méandres, se rapprochant à un coude de la Putna, a presque complètement coupé un lambeau de la terrasse, qui forme un plateau triangulaire. Bientôt il se jettera dans la Putna par cette brèche, 500 mètres en amont de son confluent actuel.

Comment expliquer cette rupture de pente dans la vallée ? D'après l'expérience que nous devons à l'étude de la région de Valeni, il est vraisemblable que la cause en doit être cherchée dans une rupture de pente de la terrasse qui se trouve vers l'aval. L'érosion, en creusant la vallée actuelle, tend à régulariser le profil, et la rupture de pente remonte vers l'amont en s'atténuant progressivement. Il est malheureusement assez difficile de suivre la basse terrasse au delà de Prisaca. Après l'encaissement de la vallée dans les crêtes gréseuses, on observe, à partir de Valea Sarei, un nouvel élargissement, et des lambeaux de terrasses plus ou moins rongées se montrent jusqu'à Vidra, s'abaissant à 50 mètres. A partir de Iresci, la terrasse est très nette et descend rapidement jusqu'à 20 mètres à Cucuetzi. Aucun doute n'est possible sur cette rupture de pente, qu'on peut saisir parfaitement de la route qui suit la rive droite de la Putna. Voilà donc le point de départ du creusement de la vallée actuelle, et il apparaît évidemment que la cause en est un mouvement du sol affectant la terrasse infé-

rière. Il est très important de remarquer que la rupture de pente de la terrasse coïncide avec le débouché de la vallée dans la plaine. La pente de terrasse à cet endroit ne diffère guère de celle du talus pliocène au Dealu Cucuetzilor, et de celle des cailloutis levantins qui le forment (15° à 20°).

La terrasse inférieure existe aussi dans la vallée de la Sushitza, mais il

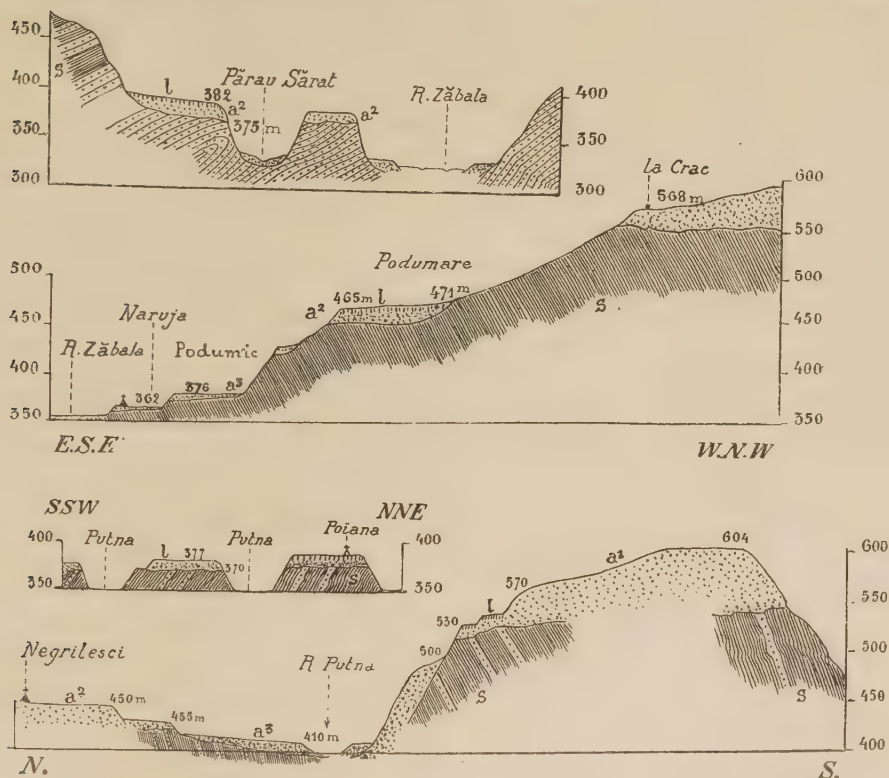


FIG. 24. — Coupes des terrasses de la Putna. — Échelle des longueurs : 1/25.000.

est difficile de la suivre jusqu'à la plaine. Soveja occupe le centre d'une sorte de bassin où l'on en trouve de nombreux lambeaux dont le raccordement est laborieux. La tâche est encore plus difficile dans la partie transversale de la vallée vers Câmpurile et Racosa. La terrasse apparaît nettement lorsqu'on vient de Panciu au passage de la rivière vers Racosa, mais avec une pente transversale assez forte pour rendre difficile la détermination de l'altitude relative. L'évaluation la plus modeste du creusement est de 70 mètres. La terrasse ne dépasse pas 60 mètres à Soveja,

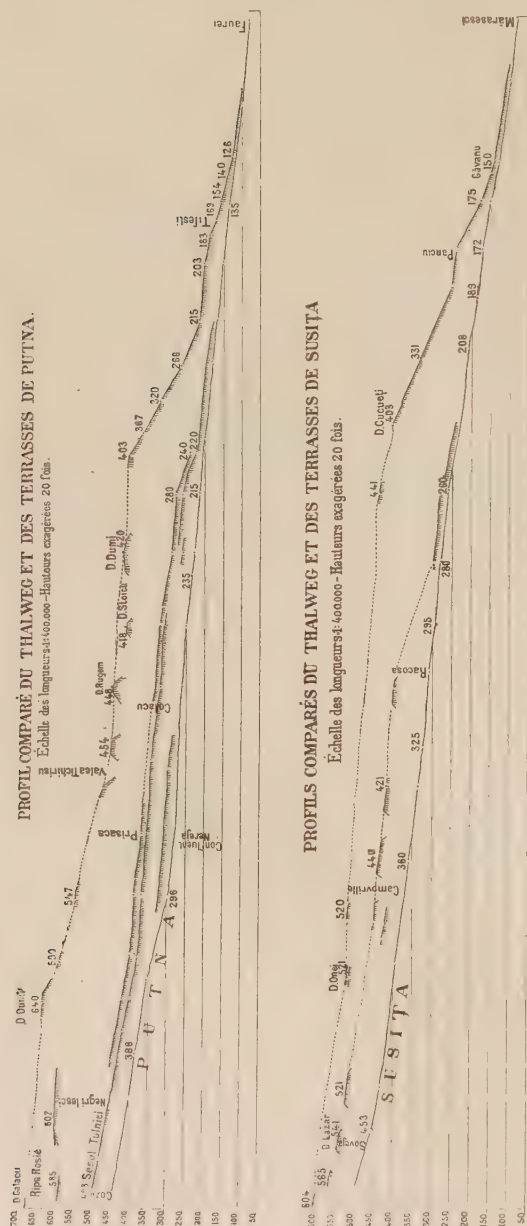


FIG. 25. — *Profils comparés des thalwegs et des terrasses de Putna et Susita.*

mais elle atteint 90 mètres à Dealu Onei. Des déformations paraissent encore ici probables. Malheureusement nous ne pouvons suivre le raccordement avec les terrasses de 20 mètres.

La haute terrasse. — Dans la région de Valeni, la haute terrasse, quoique fortement ravinée, était encore assez facile à suivre. Il paraît au premier abord impossible d'en retrouver les traces dans la dépression de Vrancea. On ne peut cependant douter que la dépression ne soit due à une évolution vers la maturité antérieurement à la formation de la basse terrasse. Les environs de Soveja, de Negrilesti, de Stroiesci et de Nereju forment comme quatre petits bassins découpés dans un bassin plus vaste. Lorsqu'on se rend de Soveja à Negrilesti, on peut voir, au fur et à mesure qu'on s'élève, les formes se simplifier, le dédale des collines s'ordonner, et, du haut du Dealu Burdacu, soit qu'on se tourne vers le Nord ou vers le Sud, on a nettement l'impression que toutes les collines ont été découpées par l'érosion dans une surface topographique

faiblement ondulée oscillant entre 600 et 700 mètres (fig. 24 et 25). Cette zone longitudinale coïncide à peu près avec l'extension du salifère, mais non pas exactement. La crête du Rachitzasu, qui atteint 900 mètres, est, en effet, encore formée par les grès redressés verticalement. L'histoire de la dépression de Vrancea reproduirait donc celle de la région de Valeni. Les traces de la disposition longitudinale des cours d'eau y sont encore plus apparentes. Mais, si ces déductions sont exactes, on peut s'étonner qu'on ne trouve aucune trace des alluvions anciennes et que nulle part n'existe une haute terrasse. Cette terrasse existe, et sa découverte, dans une région si ravinée par l'érosion, à 200 mètres au-dessus du thalweg actuel, est un des faits les plus curieux qu'ait révélés l'étude des dépressions subkarpatiques.

Du Dealu Burdacu, on voit vers le Sud une sorte de plateau d'une horizontalité parfaite qui barre l'horizon. En descendant à Negrilesti on le voit se dresser devant soi comme une muraille élevée. Il suffit d'en gravir les pentes pour reconnaître qu'on a affaire à une haute terrasse parfaitement conservée. Sous les noms successifs de Riparosie, Dealu Dumi et Dealu Dumbrava, il s'étale en arc de cercle échancré au Sud par le bassin de réception du P. Ledova et attaqué de l'autre côté par une multitude de ravinements permettant d'en étudier la constitution (fig. 24). Tout le haut du coteau est formé par une épaisseur de 30 mètres de cailloutis, dont les éléments sont en majorité empruntés au salifère et au flysch, et dont la grosseur varie d'une noisette à une tête d'enfant. On y reconnaît le grès de Tisesci, qui forme la plupart des sommets élevés de la zone du flysch, et des fragments du conglomérat vert du salifère. La surface de la terrasse atteignant 600 mètres n'est pas tout à fait horizontale et ne correspond plus au niveau primitif. Les arrêts irréguliers du creusement sont marqués sur le versant de la Putna par une série de banquettes planes formées de cailloutis recouverts d'un sable limoneux. Ce limon ne peut provenir que du lessivage de la haute terrasse.

En remontant la vallée longitudinale du P. Zabala, on est en droit d'espérer trouver des traces de la même terrasse. Effectivement, malgré un ravinement très accentué, la carte montre un très grand nombre de sommets plats voisins de 600 mètres (Năruja, Dealu Munceiului, Dealu Paltin). Le seul de ces sommets que nous ayons visité est formé des mêmes cailloutis, où domine le grès de Tisesci, et présente une terrasse secondaire avec limon.

Ainsi il y a bien eu pour la zone subkarpatique un stade de maturité.

Les alluvions de cette époque ont été portées à une altitude de 600 mètres au moins. Le thalweg actuel est creusé 200 mètres plus bas.

Raccordement de la haute terrasse avec la plaine. — Il semble au premier abord difficile de suivre vers l'aval une terrasse soumise à un pareil ravinement. Cependant, lorsqu'on examine des hauteurs de Dumbrava la vallée transversale de la Putna, on constate que la trouée de Prisaca est taillée dans une sorte de plateau bien développé sur la rive gauche. Les pitons découpés par l'érosion du P. Chiliilor sont tangents par leurs sommets à la même surface. Au-dessus de V. Sarei, la gorge par laquelle débouche le P. Sărat est entaillée encore dans une terrasse légèrement inclinée (450 mètres). A Colacu et Tichirisiu, on retrouve encore des rudiments de terrasses à 440, 420 et 400 mètres (D. Rugeiu, D. Stoicu, D. Dum). La descente est, en somme, régulière; l'encaissement tombe à 150 mètres à Tichirisiu. A Vidra on perd les traces de la haute terrasse. C'est l'endroit où la basse terrasse s'abaisse brusquement. Il est vraisemblable que la haute terrasse a dû présenter la même rupture de pente, et que l'érosion en a profité pour la faire disparaître en grande partie. Si l'on admet cette hypothèse, la terrasse du Dealu Clipicesci doit être regardée comme la continuation de celle du Dealu Dum. A partir du point coté 302, le sol s'abaisse rapidement, suivant une ligne idéale tracée de ce point au D. Dum, le long de la Putna. A Tifesci, la terrasse n'est plus qu'à 30 mètres et se raccorde avec la basse terrasse à Făurei. A partir de Clipicesci, elle est formée par une couche épaisse de lœss (10 à 20 m.) recouvrant des cailloutis identiques à ceux de la haute terrasse de Negri-lesti; à partir de Tifesci, la vallée est entaillée entièrement dans ce lœss; la haute terrasse présente donc, au débouché dans la plaine de Munténie, la même rupture de pente que la basse terrasse avec laquelle elle se raccorde. Elle s'étale largement de la Putna à la Sushitza et se retrouve au Nord de cette rivière, de Panciu à Marasesti, avec les mêmes caractères.

Remaniements du réseau hydrographique. — L'allure de ce dos de terrain incliné est celui d'un cône de déjection édifié par la Putna, qui paraît avoir été l'artère maîtresse, tandis que la Sushitza est une vallée de formation récente. Mais la pente entre Tifesci et Clipicesci est trop forte pour un cône de déjection limoneux. La surface topographique a été ici déformée, toute la zone subkarpatique ayant été soulevée en amont. Sous l'influence de ce soulèvement, une branche de la rivière divaguant

à la surface du cône de déjection est devenue un cours d'eau autonome, dont l'érosion s'est bientôt fait sentir en amont et qui a réussi à capter des affluents longitudinaux à la Putna. Telle est l'histoire de la Sushitza, à l'origine simple *gârla*, déversant le trop-plein des eaux de la Putna, comme le sont actuellement la Gârla Morilor et la Gârla Scovârğa. Aucune trace de terrasse supérieure n'existe dans cette vallée. Si l'on doit trouver encore quelques lambeaux, ce ne peut être qu'autour de Soveja. Les environs de Dealu Arinicului (610 m.) pourraient être étudiés à ce point de vue. On devrait aussi vérifier si la vallée longitudinale du P. Casinu, où la terrasse inférieure est largement développée, ainsi que la vallée du Tazlău et celle du Trotush vers Târgu Ocna, n'offrent pas de traces de la haute terrasse, et si la région de Soveja n'était pas tributaire du Trotush plutôt que de la Putna. Nous ne pouvons aborder ici ces questions, qui nous entraîneraient trop loin du sujet de notre étude. C'est déjà assez de nous être avancé jusqu'à l'extrême limite de la Munténie.

Généralité du phénomène de déformation des terrasses. — La déformation des terrasses à l'issue de la zone subkarpatique est particulièrement frappante dans le bassin de la Putna. Mais cet exemple n'est pas le dernier que nous puissions invoquer. Sans entrer dans les mêmes détails, nous renvoyons au profil comparé des terrasses et du thalweg du Râmnic (fig. 26). De Buda à Jitzile, la terrasse inférieure s'élève de 25 à 90 mètres, avec deux ressauts de pente correspondant au coude de cette vallée sinueuse. La terrasse supérieure, si elle a jamais existé en amont de Buda, a disparu; on ne la retrouve que vers Râmnic, où elle descend avec une pente beaucoup trop forte pour un cône de déjection limonneux et vient se raccorder avec la basse terrasse.

La grande vallée du Buzeu ne se prête pas aussi bien à l'étude des terrasses. On ne trouve que des terrasses locales et de grands cônes de déjection. Seule la vallée du Niscovu offre un système de terrasses faciles à suivre (fig. 26), s'abaissant avec une grande régularité jusqu'au confluent avec le Buzeu, où s'observe une brusque rupture de pente. Il y a un autre point critique aux environs de Grajdana. Mais les choses ne sont pas très claires ici, et il est possible que le lambeau de Tisău ne soit qu'une terrasse secondaire. Quoi qu'il en soit, on voit que les mouvements récents du sol dans la zone subkarpatique sont incontestables. La rupture de pente des terrasses au débouché dans la plaine est un fait absolument général. Il y a plus : si l'on joint par une ligne idéale les localités où

s'observe cette rupture de pente, on obtient une ligne concave qui suit la courbure des Karpates. Quelle preuve plus probante peut-on chercher de la liaison intime des terrasses avec les mouvements orogéniques? Ces mouvements se sont poursuivis jusqu'à une période beaucoup plus récente qu'on ne le croyait jusqu'à présent, et il est vraisemblable qu'ils n'ont pas dit leur dernier mot.

Nous devons à M. de Montessus de Ballore une statistique complète des tremblements de terre de Roumanie (101). Si l'on considère la carte jointe à son mémoire détaillé et reproduite dans son bon livre synthétique sur la géographie sismologique, on ne peut manquer d'être frappé du fait que les principaux foyers sismiques s'alignent le long d'une courbe parallèle à la bordure des Karpates de la Munténie orientale et de la Moldavie, comme la zone de dislocation des terrasses quaternaires¹.

Conclusions sur la zone subkarpatique. — Nous sommes arrivés au terme de cette longue enquête sur la zone subkarpatique. En l'étendant de proche en proche jusqu'aux confins de la Moldavie, nous avons pu suppléer à l'insuffisance des documents sur l'histoire du sol d'une région par l'étude d'une autre. Les dépressions subkarpatiques de Munténie nous ont été utiles pour élucider les épisodes les plus récents, grâce à la conservation des terrasses et à l'existence de cartes topographiques. Mais nous n'y trouvons pas la trace d'épisodes plus anciens, dont les dépressions d'Olténie gardent encore l'empreinte.

Le contraste entre la jeunesse des dépressions subkarpatiques de Munténie et l'ancienneté des dépressions d'Olténie reflète celui de la zone du flysch récemment plissée et du massif ancien des Alpes de Transylvanie. Mais, d'un bout à l'autre de cette zone, l'évolution a été la même. Les dépressions subkarpatiques ont une origine première tectonique. En Munténie, elles correspondent à peu près avec l'extension du salifère violemment plissé et affaissé le long de la bordure des hautes Karpates. En Olténie, elles ont succédé (au moins à l'Est du Gilortu), à des chenaux longitudinaux de la mer pontienne, bordés par des îles; partout le pontien s'y montre plissé synclinalement. Des deux côtés, il y a eu formation d'un réseau hydrographique longitudinal et évolution vers la maturité.

En Olténie, nous trouvons des traces de cette évolution dès le plai-

1. Ce fait évident a cependant échappé à M. de Montessus, qui imagine un axe sismique en ligne droite allant de Bukarest à Kichineu. Nous avons discuté ailleurs cette hypothèse et montré son invraisemblance (*Ann. Instit. Météor. Roumanie*, XVIII, p. B 87-95 (1902), 1903).

sancien (terrasse de Gornovitza). Les cailloutis rubéfiés couvrent encore des surfaces considérables. Depuis cette époque, la zone subkarpatique n'a presque pas bougé à l'Ouest du Jiu, peut-être même s'est-elle récemment affaissée. A l'Est du Jiu, elle a subi au contraire un exhaussement qui a déterminé une dislocation du réseau longitudinal et des captures dont nous avons trouvé les traces frappantes. Il y a là une terrasse quaternaire entaillée parfois de près de 100 mètres.

En Munténie, les épisodes anciens sont moins bien conservés. Le levantin a été affecté par les derniers mouvements orogéniques qui ont soulevé la zone du flysch. Il est déjà plissé synclinalement à Câmpullung. Au Nord de Râmnicu Sarat, il forme un talus incliné de 25°, et sa surface structurale a disparu, sauf sur une bande large de 2 à 5 kilomètres, de Râm-

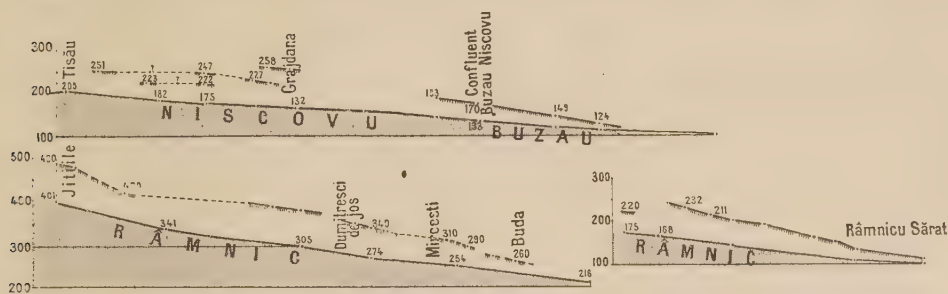


FIG. 26. — Profils comparés du thalweg et des terrasses du Râmnic, Niscovu et Buzeu.

nic à Panciu. Par contre, nous trouvons la trace d'épisodes récents très instructifs. A deux reprises, la zone subkarpatique a atteint pendant le quaternaire un modelé de maturité. Des terrasses se sont formées, mais les derniers contre-coups des efforts orogéniques se sont fait sentir, soulevant la bordure karpatique, déformant les terrasses, ranimant l'érosion qui est encore occupée à raviner la zone salifère.

Cette dissection du sol, cet affouillement furieux tendant à faire disparaître toute trace de l'ancienne topographie, n'est nulle part plus marqué que dans la dépression de Vrancea. C'est là aussi que le mouvement a été le plus prononcé sur la bordure des Karpates, là que la plaine de Munténie atteint l'altitude la plus basse au voisinage de la montagne. Buzeu, Râmnic, Putna, se traînent à fleur de sol, leurs berges à peine entaillées de quelques mètres dans le lœss. Il est vraisemblable qu'il y a eu ici affaissement de la plaine, et cet affaissement dure peut-être encore, comme en témoignent les manifestations sismiques. La profon-

deur des alluvions du Baragan prouve d'ailleurs incontestablement un tassement du sol pendant le pleistocène.

Telle est dans ses grandes lignes l'histoire de la zone subkarpatique. Les mouvements récents du sol qu'elle révèle n'ont pas dépassé une amplitude de quelques centaines de mètres. En abordant l'étude de la zone montagneuse, nous en constaterons d'une amplitude beaucoup plus grande, sans nous en étonner.

CHAPITRE V

LE PLATEAU DE MEHEDINTZI

Historique. — C'est à M. Mrazec que revient le mérite d'avoir le premier reconnu l'individualité géographique du plateau de Mehedintzi. « Les montagnes de Mehedintzi, dit cet auteur (105, 1896), peuvent se diviser en deux parties bien distinctes : une partie peu élevée formant une espèce de haut plateau, et la haute montagne proprement dite... La caractéristique essentielle du plateau sont les étroites et profondes vallées, parfois de véritables gorges, qui le découpent dans tous les sens, et les dos larges et arrondis des parties plus élevées. »

Avant et après M. Mrazec, bien des géologues se sont occupés de cette région, intéressante par l'extrême variété des affleurements; aucun ne paraît avoir été frappé comme lui par ses caractères topographiques. En 1883 et 1885, M. Draghiceanu donne une carte géologique sommaire du département de Mehedintzi, fixant l'extension des formations calcaires et appelant l'attention sur les richesses minérales (44, 45). Les bassins tertiaires avec leurs lignites sont visités par de nombreux géologues et font l'objet de discussions entre Grigorie et Sabba Stăfănescu (159, 165, 166), Draghiceanu et Fuchs. L'énigme de l'âge des calcaires de Baia de Arama leur vaut une visite rapide de Toula et de Redlich (172, 173, 141). Les curieux phénomènes de karst qui frappent au premier coup d'œil le géographe, dolines, lacs temporaires, ponts naturels, sont bien notés par Toula. Tout récemment, M. Murgoci est amené par ses recherches, commencées en commun avec M. Mrazec, à des conceptions nouvelles sur la tectonique de la région (127).

Dans toutes ces études, on chercherait vainement un essai d'explication

de la structure géographique du plateau de Mehedintzi. Par son altitude (500 m. en moyenne), cette curieuse région fait partie de la zone des collines; par sa constitution géologique, elle appartient aux hautes Karpates, dont la sépare un abrupt de 500 mètres. L'hypothèse la plus naturelle qui se présente à l'esprit pour expliquer cette antinomie est que le plateau de Mehedintzi est une portion affaissée du massif cristallin des Alpes de Transylvanie. C'est celle à laquelle s'est arrêté le seul géologue qui ait compris l'originalité de cette région, M. Mrazec.

Cette interprétation, que nous avons nous-même acceptée un moment (*la Valachie*), ne nous paraît pas pouvoir résister à une étude approfondie des caractères topographiques. Nous espérons pouvoir montrer que le plateau de Mehedintzi est, au contraire, une pénéplaine soulevée, à relief rajeuni récemment. Il est vrai qu'il a l'apparence d'une région affaissée par rapport aux hautes Karpates, dont il a partagé le sort jusqu'à la fin du tertiaire. Mais cette apparence est due à une amplitude plus faible de l'effort orogénique (92, 1904).

Topographie du plateau de Mehedintzi. — Aucune des cartes existantes ne peut donner une idée exacte de la topographie du plateau de Mehedintzi. Les feuilles au 1/75.000 Orsova, Mehadia et Korniareva représentent le relief en territoire roumain jusqu'au cadre. Mais le figuré, mou et sans caractère, ne rend ni les gorges ni l'horizontalité du plateau. Les cotes sont rares et sujettes à caution. C'est cependant la meilleure représentation cartographique qui existe jusqu'à présent de la région.

Pour avoir une idée juste de la topographie d'ensemble, il faut gravir l'un des sommets calcaires qui s'alignent du Nord au Sud le long de la vallée de la Cerna. On y parvient, soit en suivant la crête à partir d'Orsova, soit en s'engageant dans la profonde vallée de la Bahna. Cette dernière route est plus pénible, mais de beaucoup plus instructive; car elle permet d'apprécier la jeunesse des vallées et la vigueur de l'érosion qui attaque le massif cristallin. C'est par une véritable gorge que la Bahna débouche dans la vallée danubienne à Vârciorova. Les crues qui se forment dans le cours supérieur à la première grande pluie s'écoulent difficilement par cette issue insuffisante, et l'on enregistre presque chaque année des inondations à Bahna et Ilovatzu. A partir de Bahna, le fond de la vallée devient impraticable. La route, grimpant par une pente très raide et ravinée, débouche, à une altitude de 500 mètres environ, sur un plateau d'une régularité surprenante, accidenté seulement de distance en distance par quel-

ques sommets isolés (*Cornet*). A l'Ouest, une chaîne ininterrompue de hauts sommets calcaires se dresse comme une barrière imposante suivie naturellement par les frontières. Là, du haut de la Sulitza ou du Grabanicu, on découvre tout l'ensemble du plateau de Mehedintzi (fig. 33, p. 136).

Au premier abord, on croit voir s'étendre à ses pieds une plaine. Mais l'entaille profonde de la vallée danubienne qui se dessine vers le Sud appelle que nous avons sous les yeux une plate-forme élevée. Avec un peu d'attention, on reconnaît la coupure étroite de la vallée de la Bahna, dont le fond reste à peu près invisible. La Topolnitza est encore plus dissimulée, et sa vallée encaissée ne se dessine nettement que vers Godeanu, où elle perce une sorte de plateau, plus élevé. Les Cornet, qui frappent dès qu'on débouche sur le plateau, se dessinent nettement. Ils forment un groupe de trois crêtes alignées du Nord au Sud près de Balta. L'élégant sommet de Piatra Closhanilor, qui se dresse plus loin vers le Nord, a le même aspect et la même apparence de témoin d'érosion.

Qu'on étudie la topographie du plateau de n'importe quel sommet élevé, Piatra Closhanilor ou Dealu Oiescului (fig. 33, p. 136), on aura toujours la même impression. L'extrême jeunesse des vallées encaissées contraste avec la sénilité du modelé des hauteurs, où les Cornet se dressent comme les témoins d'un cycle d'érosion achevé. Ce contraste pourrait s'expliquer, si notre région était formée de couches horizontales. Nous savons déjà qu'il n'en est rien.

Structure géologique du plateau de Mehedintzi, caractère de pénéplaine. — La constitution géologique du plateau de Mehedintzi est celle des monts du Vâlcân. Les micaschistes y dominent, fortement plissés et injectés de pegmatites. Ils encadrent une bande mésozoïque, formée de calcaires accompagnés d'arkoses liasiques et d'un complexe de schistes noirs avec grès et lentilles calcaires considérés maintenant comme barrémiens par les géologues roumains¹. L'étude de plusieurs coupes transversales en 1903 nous avait conduit à imaginer une série de plis déjetés vers l'Est avec plis-failles. Nous avons constaté le chevauchement du cristallin sur le secondaire à Balta, au Grabanicu et à Dealu Muntelui (92). Des recherches approfondies ont conduit M. Murgoci à des conclusions plus radicales, auxquelles nous nous rallions. Le plateau de Mehedintzi est pour lui une des régions où le charriage apparaît le plus nettement.

1. Cette bande schisteuse est rangée dans les schistes cristallins sur la carte du Bureau géologique roumain; DRAGHICEANU, au contraire, la marque comme crétacé.

La traînée mésozoïque avec schistes noirs a été mise à jour par une fenêtre ouverte dans la nappe des micaschistes à la faveur d'un anticlinal. La Bahna marque à peu près l'axe d'un synclinal où se sont conservés les micaschistes. Le contact le long de la ligne Ponoare-Balta-Ciresu est marqué par un rebroussement des couches redressées jusqu'à la verticale, qui se suit jusqu'au Nord de Baia de Arama et que j'ai pu constater dans une excursion avec M. Murgoci en 1906. Les couches y apparaissent laminées et fortement injectées de serpentines vers Ciresu. Les lambeaux calcaires de la bordure orientale sont des fragments de la carapace mésozoïque entraînés à la surface de la nappe de charriage.

Même en n'admettant pas l'hypothèse du charriage, la structure géologique du plateau de Mehedintzi est bien celle d'une haute montagne. Sa topographie, abstraction faite des gorges et des vallées encaissées, est celle d'une région de basses collines, presque d'une plaine. La nature du sol superficiel n'est pas moins significative que la topographie. Les schistes cristallins sont partout recouverts d'arènes profondes. Au bord même de la vallée de la Bahna, sur la route de Bahna à Ciresu, et au-dessus de Podeni, c'est-à-dire en des points où l'érosion travaille actuellement à mettre partout la roche à nu, elles ont plusieurs mètres d'épaisseur et passent même à la surface à un limon noir. Des traces d'alluvions anciennes s'observent sous forme de cailloutis quartzeux jusque sur les points les plus élevés. Je les ai trouvés en 1903 à plus de 600 mètres à l'Est de Dealu Oiescului. M. Murgoci m'a confirmé leur présence au Godeanu même.

Une pareille région, où les plissements anciens ont été effacés par l'érosion et où la sénilité du relief général contraste avec la jeunesse des vallées, où la décomposition chimique a pu accumuler des arènes profondes alors que le travail des forces vives actuelles tend à mordre partout la roche, où enfin des placages d'alluvions anciennes s'observent à des hauteurs que l'érosion actuelle n'atteint pas, n'est pas autre chose qu'une pénéplaine ravinée par un changement récent du niveau de base.

Continuation du plateau de Mehedintzi au sud du Danube. — Si ces conclusions sont justes, on doit les étendre au plateau serbe du Miroci Planina, au sud du Danube. La coupure des Portes de Fer n'est qu'une tranchée aux parois abruptes. Les cartes géologiques publiées par MM. Toula et Schafarzic y montrent les mêmes formations se suivant sur les deux rives du grand fleuve. L'aspect des montagnes de la Serbie vues

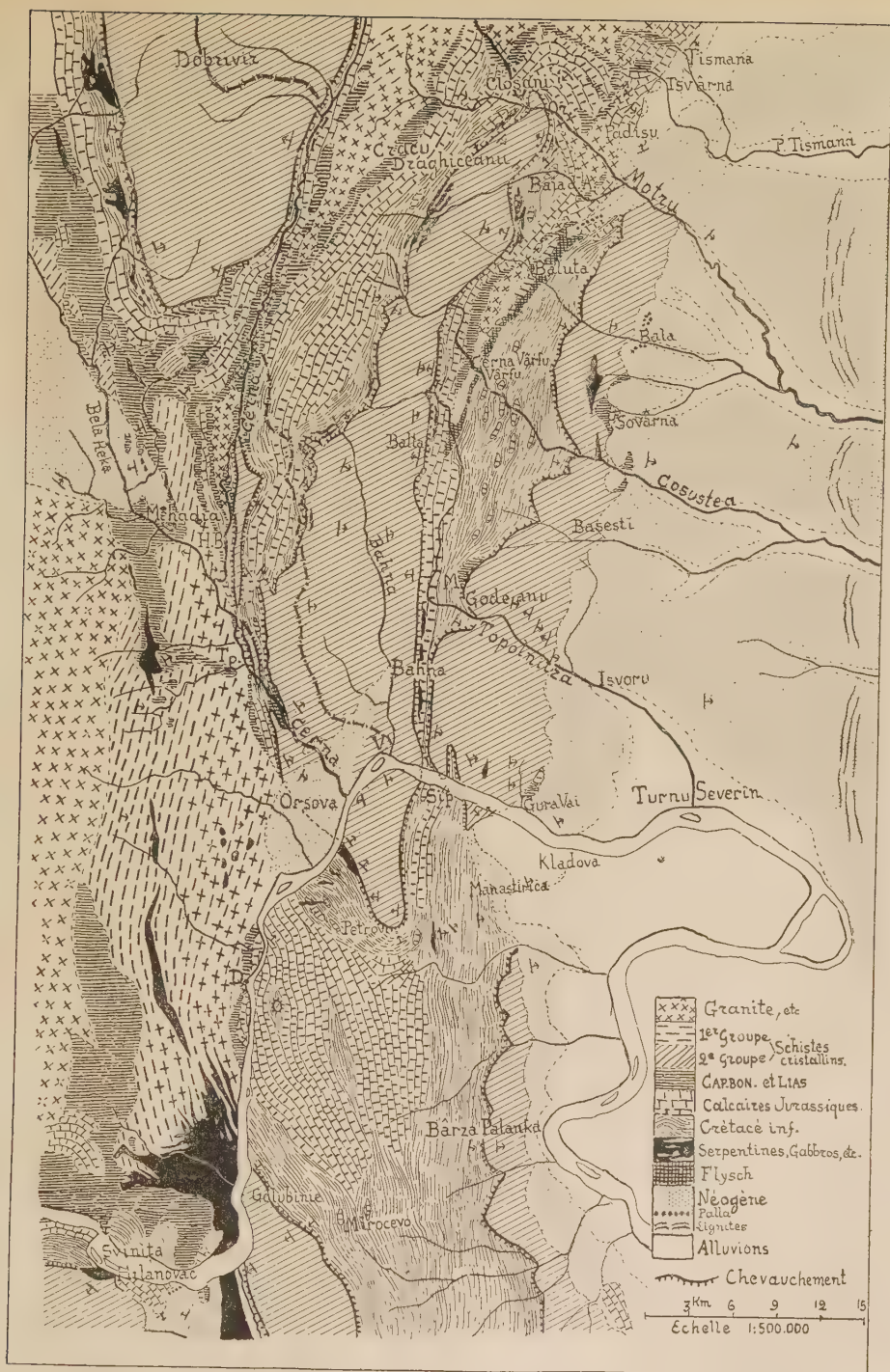


FIG. 27. — Carte géologique du plateau de Mehedinți, des monts de Cerna, de la région des Portes de Fer et du Miroci Planina, d'après MM. Schafarzick et Murgoci.

Abréviations. — D., Dubova; Tp., Topleț; H. B., Herculesbad; Or., Orzești.

La Cosustea et la Topolnitza sont des vallées bien plus anciennes, mais qui ont dû jadis étendre leur aire de drainage par des procédés analogues à ceux de la vallée de Ponoare. Le contact des micaschistes avec la trainée calcaire est marqué tout du long par une série de bassins plus ou moins étendus avec pertes de rivières. Les unes s'engouffrent dans des cavernes, les autres, plus avancées dans leur travail, ont déjà réussi à se creuser un canyon à ciel ouvert par l'effondrement des voûtes. Tous les stades de ce curieux travail peuvent ici s'observer.

Les plaines à fond aussi plat qu'un lac, où se perdent la Cosustea et la Topolnitza en amont de Cerna Virfu et de Balta, ont l'aspect de véritables petits polje. Ce sont des dépressions entièrement fermées en apparence et qui n'ont conquis leur écoulement que depuis peu. Des prairies s'y étalent, des marécages même y subsistent encore, inondés en hiver. Quelques ruisselets s'y creusent un lit dirigé droit vers le *cornet* de calcaire au pied duquel ils s'engouffrent dans une caverne. L'entaille de ces ruisseaux montre une épaisseur de plus d'un mètre de tourbe, témoignant du manque complet d'écoulement dans une période toute récente. On la voit s'approfondir en approchant du gouffre, c'est-à-dire à contre-pente. (V. fotogr., pl. III, A.)

Le cas de ces petits ruisseaux est la reproduction en miniature de celui de toutes les vallées qui vont buter contre la bande calcaire où elles s'engouffrent. Elles coulent aussi à contre-pente. La rivière primitive devait être la Bahna, qui suit l'axe du synclinal des micaschistes. L'érosion souterraine a été facilitée par le rapide approfondissement des thalwegs dans les schistes noirs et dans les couches tertiaires de la bordure orientale du plateau de Mehedintzi.

Les environs de Ciresu sont une des localités les plus curieuses à étudier au point de vue des captures. Un col exceptionnellement bas sépare ici les deux bassins de la Bahna et de la Topolnitza. Celle-ci coule à peine à 3 kilomètres de la Bahna, dans un canyon dont le creusement n'est même pas encore achevé et où elle disparaît sous une voûte de 500 mètres de portée. Par une gorge aussi sauvage lui arrivent les eaux d'un petit bassin circulaire, sorte de grande doline à peine inférieure de 20 à 30 mètres au col, qui s'étale entre Jupănesci et Ciresu. Chose étrange, les bords de ce bassin, entouré d'une terrasse circulaire, sont formés par les micaschistes. Mais si l'on songe au chevauchement, on doit soupçonner le calcaire à une faible profondeur. Le ruisseau de Jupănesci a été tributaire de la Bahna tant qu'il a coulé à la surface des micaschistes.



A. — Perte de rivière au pied d'un « *Cornet* » calcaire. Creusement fait dans les alluvions tourbeuses de *Potje*. Région karstique du Massif de Mchedintzi près Cerna Virfu.



« temporaire ».

Age de la pénéplaine, étude nécessaire des bassins tertiaires. —

La transformation et les adaptations diverses dues au cycle d'érosion récent n'empêchent pas la pénéplaine du plateau de Mehedintzi d'être encore reconnaissable. Ce n'est qu'en supposant une évolution du relief vers la sénilité, suivie d'un rajeunissement, qu'on peut expliquer les traits géographiques les plus importants de cette région. Mais l'hypothèse peut-elle être précisée, en fixant l'âge de la pénéplaine et celui de la période de rajeunissement du relief?

Nous avons, en 1903, considéré la pénéplaine comme miocène. Cette conclusion ne nous paraît plus soutenable. On connaît, en effet, plusieurs bassins tertiaires miocènes dans le plateau de Mehedintzi, depuis Fântânele, près de Baia de Arama, en passant par Ponore et Balta, jusqu'à Bahna. Le long du Danube même on retrouve le miocène près d'Orsova, et en Serbie à Milanovac, au niveau même du Danube. Ces bassins tertiaires pourraient être invoqués comme une objection sérieuse, non seulement à l'âge miocène de la pénéplaine, mais même à la réalité d'une pénéplanation. Ils semblent, en effet, s'être déposés dans des golfes allongés. La présence de couches marines à Bahna et même aux environs de Milanovac, au fond de la vallée danubienne, semble indiquer que cette vallée est beaucoup plus ancienne qu'on ne le croit (Halavats **57**, Schafarik **152**).

Ces objections nous ont décidé à entreprendre une étude détaillée des petits bassins tertiaires au point de vue de leur tectonique, que les géologues ont quelque peu négligée, en présence de leur grand intérêt paléontologique. Cette étude a été faite en 1906 en compagnie de M. Murgoci, dont la connaissance des terrains tertiaires d'Olténie nous a été très utile¹. Les coupes que nous donnons nous dispenseront d'entrer dans tous les détails.

Bassins tertiaires au nord du plateau de Mehedintzi. — Une première constatation importante est la présence aux environs de Baia de Arama du flysch tertiaire. Dans les ravins au sud de la petite ville, on trouve, plaqués sur les schistes noirs signalés par M. Murgoci, des grès micacés fortement inclinés, parfois presque verticaux et butant par faille contre le granit. Ces grès, qui rappellent le facies du flysch tertiaire de Munténie, enveloppent à Ponore le calcaire et s'étalent nivelés par l'éro-

1. Les coupes ont été levées en commun; mais M. Murgoci ne saurait être rendu responsable de leur interprétation.

sion sur la plate-forme supérieure (V. fig. 28). On connaissait déjà le flysch au Sud, mais non au Nord du plateau de Mehedintzi. Son allure disloquée indique des mouvements du sol importants. La faille signalée près de Baia est postérieure au charriage. Les bassins miocènes de Fântânele et Ponoare sont des lambeaux insignifiants, mais très intéressants. Les coupes de Ponoare (fig. 28) montrent quelles dislocations importantes ont subi ces couches argilo-sableuses. Il semble que le bassin ait été écrasé par un soulèvement inégal de son substratum. L'érosion en a emporté la plus grande partie.

Ces constatations ont un grand intérêt géographique. Nous savons qu'il y eut des mouvements du sol postmiocènes et que l'érosion a dispersé la

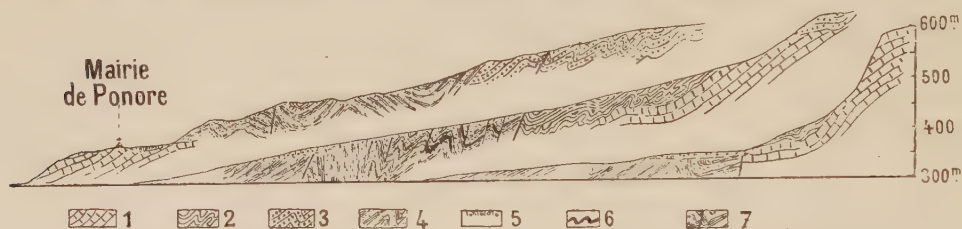


FIG. 28. — Trois coupes E.-O. du bassin tertiaire de Ponoare. — Échelle : 1/25.000 env.

La 1^{re} le long du sentier montant sur le plateau; la 2^e plus au Sud le long du ravin; la 3^e par l'escarpement lui-même. — 1, calcaire tithonique; 2, schistes noirs (crétacé supérieur); 3, flysch tertiaire (grès micacés très diaclasses); 4, tertiaire (burdigalien, schistes noirâtres argilo-sableux avec lignites; 5, alluvions et éboulis (limons et cailloutis); 6, lignites; 7, failles et plis.

plus grande partie des dépôts tertiaires. Dès à présent nous pouvons en tirer les conclusions suivantes : 1^o il est singulièrement aventureux de vouloir reconstruire les anciens golfes miocènes; 2^o la pénéplaine du plateau de Mehedintzi ne peut être que postmiocène; 3^o il est vraisemblable qu'elle a nivelé également le substratum ancien et les couches tertiaires (la possibilité d'un pareil processus sera démontré à Bahna). L'affleurement jadis beaucoup plus étendu du tertiaire, flysch et miocène, explique le développement tardif de la vallée sèche de Ponoare, où l'érosion souterraine n'a commencé son ère qu'à partir de la mise à jour du calcaire. Le petit bassin de Balta est un lambeau minuscule conservé à la faveur d'une faille dans des conditions analogues.

Bassin de Bahna. — M. Gr. Ștefănescu a le premier donné une coupe détaillée de ce bassin important (159, 1877). M. Draghiceanu y a recueilli une abondante moisson de fossiles (146). M. S. Ștefănescu en a discuté

la position stratigraphique et donné la coupe schématique la plus claire (166, p. 88). Aucun de ces auteurs ne paraît avoir été frappé par les formations littorales saumâtres et continentales, déjà remarquables à Ponoare; seul M. Gr. Stănescu a soupçonné des complications tectoniques (renversement hypothétique du flanc ouest du synclinal).

Les éboulis cachent malheureusement la partie centrale du synclinal, qui peut être faillée; mais, en suivant les ravins à droite du sentier de Churchia, on retrouve aisément toute la partie inférieure de la coupe. La faille hypothétique marquée pour expliquer le pointement de mica-

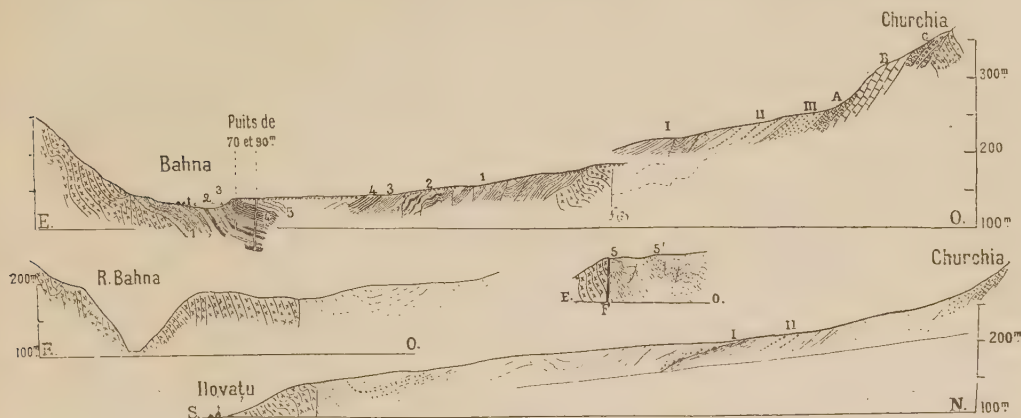


FIG. 29. — Coupes du bassin tertiaire de Bahna. — Echelles : 1/15.000 (coupes I et II); 1/20.000 (coupe III).

1, grès et argiles versicolores; 2, grès et argiles à lignites; 3, argile gréseuse à plaquettes pétries de cérithes; 4, argile gris brun à *Ostrea crassissima*; 5, sables argileux verts et jaunes avec lits rouges. — I, marnes plus ou moins schisteuses avec *Palla*; II, sables micacés avec cordons de cailloutis cristallins; III, calcaire à millépores; A, grès grossier; B, calcaire grossier; C, conglomérat calcaire.

schistes dans la coupe Bahna-Churchia existe réellement à Ilovatu, où on peut l'observer parfaitement dans un escarpement sapé par la rivière, avec les sables verts et jaunes à cordons rubéfiés plissés, replissés, faillés et presque renversés le long du contact vertical.

Si l'on songe que, tout le long de la vallée descendant de Churchia à Ilovatu, on n'observe que la série moyenne de notre coupe (I, II, III), avec un plongement vers le Sud prédominant, on pourra considérer comme très vraisemblable l'existence d'une faille N.-S. traversant le bassin de Bahna. La série lignitifère inférieure (1, 2, 3) représenterait bien réellement l'aquitainien ou burdigalien continental et saumâtre, équivalent des couches de Petrosheeni, dont il a le facies et même les

fossiles (couche n° 3 à cérithes). La série moyenne représente incontestablement la formation salifère (on y trouve des cristaux de gypse), et la présence de lignites érodés (I de la coupe Ilovatzu-Churchia) y montre des épisodes nettement continentaux.

Plate-forme de Bahna. — L'importance des dislocations du bassin de Bahna est le fait géologique le plus intéressant à retenir pour nous. Les conclusions tirées de l'étude du bassin de Ponoare sont confirmées. La possibilité du nivellement du tertiaire, jadis plus étendu au même niveau que le cristallin, est démontrée ici même par un épisode relativement récent de l'histoire du sol.

En gravissant le sentier qui monte de Bahna à Ciresu, on voit apparaître une sorte de plate-forme s'étendant vers le Sud-Ouest à environ 150 mètres au-dessous du pla-

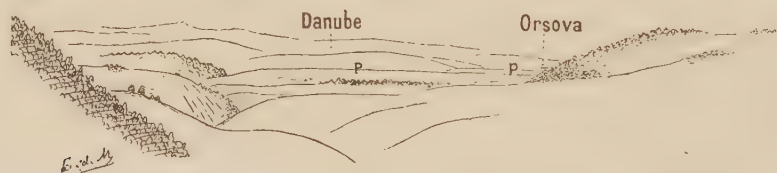


FIG. 30. — Plate-forme de Bahna vue de la montée Bahna-Ciresu.

teau (V. fig. 30). C'est comme une ancienne vallée correspondant au bassin tertiaire. Une étude plus détaillée montre que cette plate-forme déborde sur le cristallin entaillé par la Bahna vers Ilovatzu (coupe fig. 29). Il s'agit donc d'un niveau d'érosion. L'élargissement de la vallée a eu sans doute comme point de départ le facile déblaiement du tertiaire. L'influence s'en est fait sentir bien en amont. Une plate-forme apparaît le long de la vallée de la Bahna jusqu'à Podeni.

La plate-forme de Bahna se suit, le long d'une ligne correspondant à peu près à l'axe du synclinal tertiaire, jusqu'à Orsova, au confluent de la Cerna, et à Isalnica. L'aquitainien manque sur toute cette étendue, mais le salifère à facies littoral et continental est largement développé. Des graviers, marqués comme pliocènes sur la carte de Schafarzik, et considérés par Peters comme la trace du cône de déjection de l'ancienne Cerna, recouvrent toutes les hauteurs. L'extension de la plate-forme de Bahna est un fait important pour l'histoire du Danube, sur lequel nous aurons l'occasion de revenir. Elle marque les débuts du ravinement de la pénéplaine, à une époque où le défilé des Portes de Fer n'existait vraisemblablement pas encore. Elle nous retrace le cours inférieur de l'ancienne Bahna, qui, au lieu de se détourner vers le Sud comme elle le fait maintenant, en s'encaissant dans une gorge étroite creusée dans les mica-schistes entre Ilovatzu et Vârciorova, continuait son cours vers le Sud-Ouest, en allant rejoindre la Cerna à Jupanee. La difficulté qu'a éprouvée la Bahna à régulariser

son profil à travers les micaschistes dans le dernier cycle d'érosion peut encore nous expliquer son infériorité dans la lutte avec les cours d'eau du versant Est du plateau de Mehedintzi, qui lui ont soutiré une partie de ses eaux par érosion souterraine.

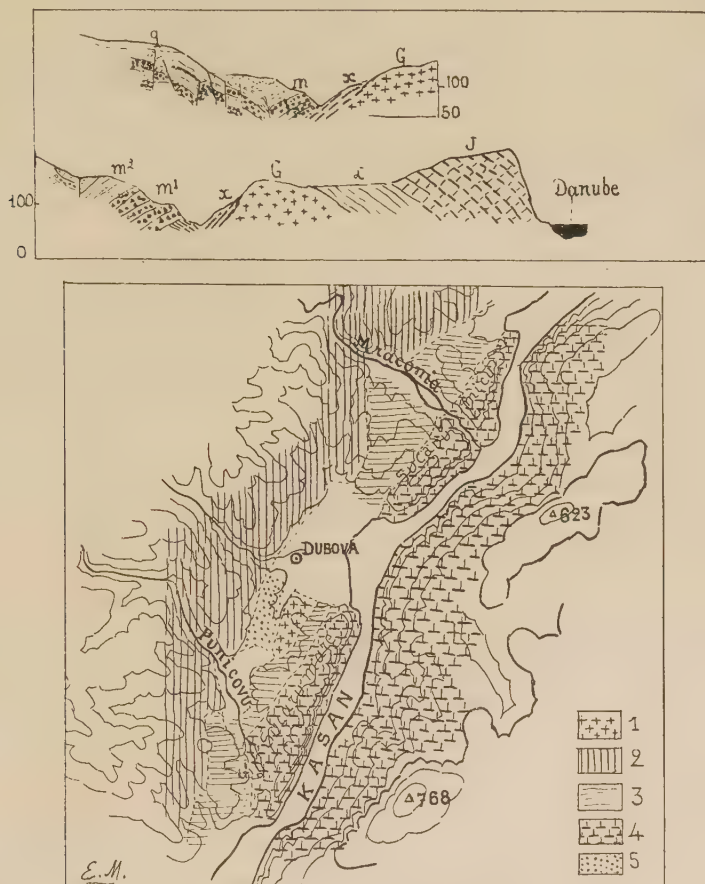


FIG. 31. — Coupe et carte géologique du défilé de Kasan avec le bassin de Dubova, d'après Schafarzic et des observations faites en commun avec M. Murgoci.

Légende de la carte. — Courbes de niveau de 100 en 100 m., échelle 1/100.000 : 1, granite; 2, schistes cristallins (2^e groupe); 3, lias; 4, calcaire tithonique; 5, tertiaire.

Légende de la coupe. — G, granite; L, lias; J, calcaire tithonique; X, brèche granitique chloritisée; m¹, m², tertiaire continental; q, quaternaire (limon avec cailloutis).

Bassins de Dubova et Milanovac. — Au delà de Dubova, existent encore plusieurs bassins tertiaires signalés par Schafarzic (152) et qui pourraient être considérés comme la trace d'une ancienne vallée préparant le Danube actuel.

Le dépôt continental de Duboya est difficile à classer; la localité est curieuse à tous égards. Le tertiaire est conservé, pincé dans une sorte de fossé à l'entrée de l'espace de vallée latérale parallèle au cours du Danube qui suit la bande de lias. Une formation étrange marque le contact avec le granit : blocs granitiques à demi décomposés, emballés dans une arène chloritisée et cimentée par la pression. Le tertiaire débute par une brèche passant à une arkose grossière, contenant des blocs de porphyre rouge et de serpentine et des grès ressemblant au flysch; par-dessus viennent des sablons argileux rappelant les couches moyennes du bassin de Bahna. Le tout est haché de failles tellement répétées qu'aucune coupe ne peut en donner une idée exacte. Dans de pareilles conditions, il nous paraît difficile d'admettre avec M. Schafarzik que ces dépôts marquent l'altitude d'une ancienne vallée préparant le Danube.

L'examen du bassin de Milanovac est aussi concluant.

Le lambeau de Svinitz, signalé dès 1892 par M. Schafarzik sur la rive autrichienne, avec faune marine néoméditerranéenne, a ses couches notablement inclinées vers le Danube. Mais c'est en Serbie que le bassin est le mieux conservé. On le devine de loin en voyant s'étaler une sorte de plate-forme semblable à celle de Bahna (f. 32), correspondant à un ancien cours de la Porecka, qui maintenant rejoint le Danube par une vallée épigénétique creusée dans le cristallin. Un rapide examen suffit pour reconnaître la prédominance du facies salifère continental, les couches marines représentant des épisodes (calcaires à millépores et grosses huîtres). L'ensemble est plissé et faillé. Des dépôts torrentiels récents semblables à ceux d'Isalnica recouvrent les points élevés : blocs énormes noyés dans un cailloutis relativement peu roulé.

Conclusions tirées de l'étude des bassins tertiaires. — Notre enquête sur les bassins tertiaires nous amène aux conclusions suivantes :

Les couches miocènes ont, dans le plateau de Mehedintzi et les montagnes serbes qui leur font suite, un caractère littoral ou continental prédominant. Elles ne représentent que les restes infimes de dépôts jadis beaucoup plus étendus et soumis à des dislocations tectoniques intenses, qui paraissent déterminés surtout par des mouvements verticaux du massif ancien. Il semble donc tout à fait illusoire d'essayer de reconstruire les anciens golfes ou vallées miocènes, et encore plus d'en tirer des conclusions sur un ancien Danube. En particulier, il est évident que l'on ne peut conclure de l'altitude où on trouve ces dépôts à un creusement correspondant des vallées à l'époque miocène.

La pénéplaine du plateau de Mehedintzi et du Miroci Planina doit être évidemment plus récente que le miocène, qu'elle a dû niveler au même niveau que les schistes cristallins encaissants. Sa dissection ne peut être plus ancienne que le pliocène le plus récent.

La plate-forme de Bahna continuée vers Orsova, et correspondant à celle

du bassin de Milanovac, marque un temps d'arrêt dans le creusement. Recouverte de cailloutis pliocènes ou quaternaires anciens à un niveau supérieur de plus de 100 mètres au Danube, elle n'a pu se former qu'à une époque où le défilé des Portes de Fer n'existait pas encore.

Cette dernière constatation nous amène nécessairement à étudier la question tant discutée de l'origine de ce défilé.

Les Portes de Fer; difficultés du problème. — L'énigme de la percée du Danube a attiré depuis longtemps géographes et géologues. On a publié plusieurs cartes géologiques du défilé (Toula 171, Schafarzic 152) et agité toutes les conceptions possibles sur sa formation.



FIG. 32. — Panorama et coupe du bassin de Milanovac.

Légende de la coupe (échelle 1/20 000). — A, poudingue à éléments grossiers (micaschistes décomposés, gneiss, palla, etc.) passant à un grès sableux; B, marnes et sables (coupe détaillée: 1, marnes versicolores avec petits lits sableux; 2, cailloutis; 3, sables et argiles noirâtres avec lits de cailloutis; 4, calcaire à lithothamnium et grandes huitres; 5, sables noirâtres avec traces de lignites); C, sables micacés noirâtres avec traces de lignites et traces ferrugineuses; N, calcaire marneux néocomien; M, micaschistes très injectés de quartz; q, quaternaire.

Nous en savons maintenant assez pour écarter la vieille hypothèse des fractures (Iannescu 68, Draghiceanu 48, Sevastos 154). Les parties les plus resserrées du défilé, celles où l'imagination évoque spontanément l'image d'une sorte de fissure béante de l'écorce terrestre, sont justement les plus homogènes au point de vue géologique. Les défilés de Greben, de Kasan, sont creusés dans les calcaires mésozoïques. Les élargissements sont dus au travail plus rapide des eaux dans les schistes liasiques et les bassins tertiaires. Ils présentent à plusieurs reprises la forme grossière de grandes marmites et ont dû certainement être excavés par un mouvement giratoire (fig. 31 et 34).

Les essais pour mettre en rapport la vallée danubienne avec les dislocations tectoniques ne sont pas beaucoup plus concluants. Sans doute on a

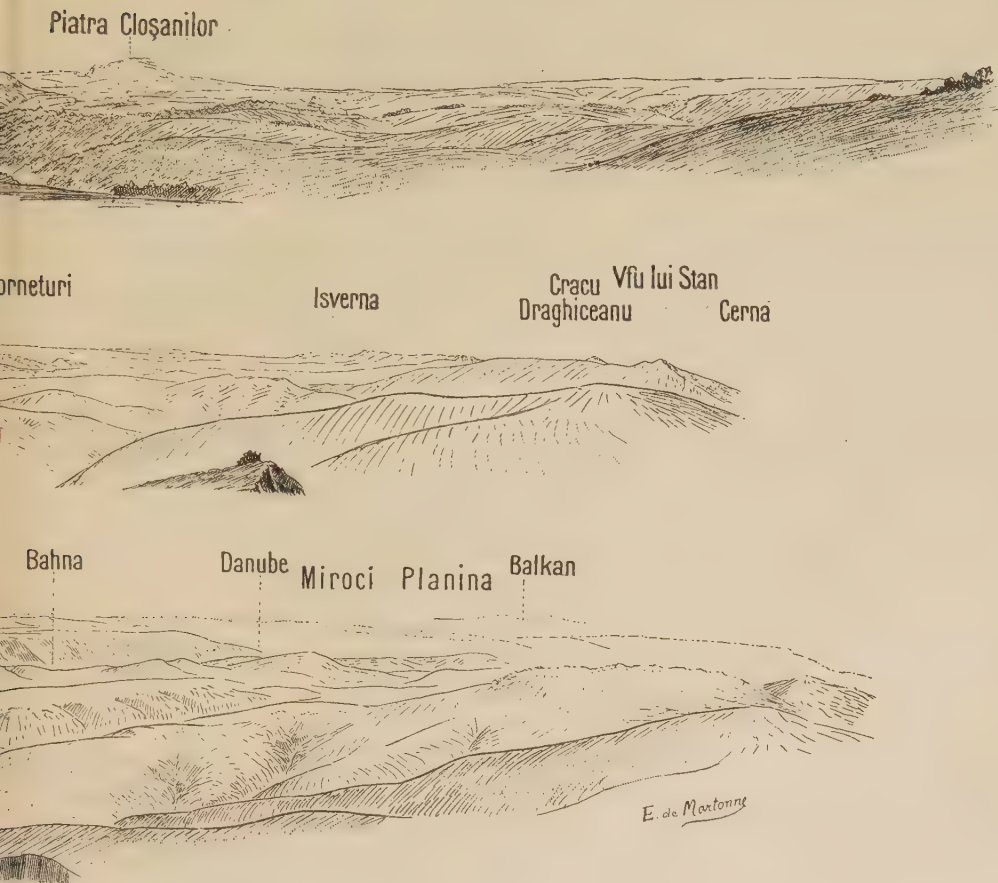


FIG. 33. — *Trois panoramas du haut plateau de Mehedinți, vues prises du haut de Piatra Cloș. Dessins à la chambre claire.*

Caractère de pénéplaine, crête calcaire de la Cerna (Cracu Draghiceanu, V. lui Stanu) dominant le plateau; Cor-Godeanu et celui du Mehedinți central; percée récente de la Topolnitza. Continuité du Miroci Planina avec le

pu noter que le Danube, à Kasan, suit une ondulation longitudinale (Schafarzik). On pourrait peut-être même aller plus loin et dire que toute la section de Juc à Orsova n'est qu'une vallée longitudinale au point de vue tectonique. Le grand massif de gabbro et de serpentine de Tisovica se con-

tinuant sur la rive serbe paraît marquer la cicatrice d'une dislocation importante. Mais nous savons que ces dislocations anciennes ont été effa-



shanilor vers le Sud, du haut de Sulitza vers l'Est, du haut de Dealu Oiescului vers l'Ouest. —

neturi de Balta, crêtes calcaires témoins d'érosion. Encaissement de la Bahna et du Danube dans le plateau du Mehedinți.

cées par l'érosion tertiaire. Nous avons noté la continuité topographique du Miroci Planina avec le plateau de Mehedinți. L'homogénéité de la topographie de part et d'autre du fleuve frappe constamment dans le trajet en bateau et apparaît plus nettement encore dès qu'on gravit un sommet

sur la rive serbe ou roumaine. Le caractère de maturité de la topographie du plateau ne fait que mieux ressortir l'extrême jeunesse de la vallée du fleuve qui s'y glisse comme un intrus, dans un couloir encore mal adapté à l'écoulement de ses eaux.

Nous avons vu ce qu'il faut penser des tentatives faites pour tirer parti de l'extension des bassins tertiaires en vue de reconstruire une ancienne vallée préparant le cours actuel. Il semble que plus les recherches avancent, plus l'énigme paraît insoluble. Nous arrivons à concevoir la vallée danubienne comme formée à la fin du tertiaire.

Age récent du défilé. — Cette conclusion s'accorde avec les idées exprimées par Halavats et Schafarzik. Les caractères morphologiques la rendent très vraisemblable. On admettra difficilement qu'un fleuve aussi

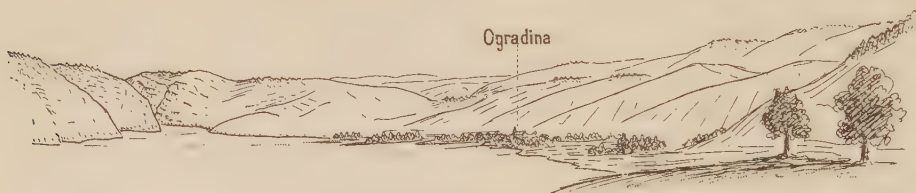


FIG. 34. — *L'entrée du petit Kasan, vue de Ogradina.*

Col correspondant au lias; étranglement du Danube dans le calcaire.

puissant que le Danube ait pu se contenter d'un goulot réduit à moins de 200 mètres (170 m. au Kasan), pendant le cours de plusieurs périodes géologiques, sans réussir à élargir sa vallée même dans le calcaire.

Un fait auquel on n'a peut-être pas suffisamment accordé d'attention est le défaut de raccord des vallées affluentes avec la vallée danubienne. A part la Porecka, la Cerna et la Berzaska, il n'est pas une rivière qui atteigne le Danube sans être obligée à une sorte de culbute par-dessus un seuil, qu'elle entaille plus ou moins profondément. Quelques-unes se perdent entièrement dans les massifs calcaires et ne reparaissent qu'à l'état de sources dans le lit fluvial lui-même. Nous retrouvons ainsi sur le bord du Sucaru Mare un phénomène analogue à ceux notés dans le plateau de Mehedinzi (perte du Punicov au-dessus de Kasan). La Mraconia, plus avancée dans son travail, traverse le Succaru Micu dans un canyon à ciel ouvert (V. fig. 31, p. 133).

Le Danube a vraisemblablement adopté la même méthode pour franchir la barre des calcaires tithoniques. La marmite de Kasan, atteignant

50 mètres de profondeur au-dessous du niveau des eaux, témoigne de l'existence toute récente d'une cascade débouchant probablement d'une caverne avec toute la puissance des rivières souterraines. Les influences de karst ont certainement joué un rôle capital dans la formation du défilé danubien. Peters paraît l'avoir déjà entrevu (133, p. 318-320). Cholnoky l'indique nettement (37); en tous cas, l'âge récent de la percée danubienne ne peut plus faire de doute. C'est le point le plus important pour nous, car il est la condition même de l'explication du relief du plateau de Mehedintzi.

Causes probables de la percée. — Rechercher les conditions dans lesquelles s'est accompli le creusement de la vallée nous entraînerait en dehors du cadre de nos recherches. Il semble, en effet, résulter des travaux les plus récents que le problème est lié à celui de l'Alfold hongrois. Plusieurs géologues ont exprimé l'idée que le rassemblement des eaux dans la plaine hongroise au début du quaternaire a pu contribuer à la formation de la percée danubienne (Halavats, Schafarzic, Cholnoky). Mais il ne semble pas que les idées soient encore très nettes sur la marche possible du phénomène. Y a-t-il eu capture d'un affluent du lac hongrois par une rivière valaque (Cerna-Porecka), ou écoulement des eaux du lac à partir du moment où l'élévation de son niveau lui a permis d'atteindre à la ligne de partage des eaux? Dans ce dernier cas, on devrait souhaiter de retrouver cette ancienne ligne de partage, et nous avons vu que la position des lambeaux tertiaires ne peut nous servir à cet égard. Mais, avant d'entreprendre cette recherche, il nous faudrait connaître le plus haut niveau atteint par le lac de l'Alfold. Or, comme le fait très justement remarquer M. Cholnoky (37), l'étude géologique de l'Alfold, déjà amorcée par des travaux remarquables, reste encore à faire. Il est possible que la solution du problème des Portes de Fer doive être cherchée dans la plaine hongroise. D'autre part, la recherche de l'ancien passage des eaux et de son rapport avec le lac de l'Alfold peuvent être illusoirs, si, comme c'est probable, les influences de karst ont puissamment aidé au creusement du défilé des Portes de Fer et si l'écoulement des eaux du déversoir lacustre a été d'abord en partie souterrain.

Une étude détaillée des terrasses qui s'observent presque tout le long du défilé, principalement sur la rive serbe, sauf dans les parties calcaires, a été entreprise par M. Cvijic. Sa publication prochaine nous dispense de consigner ici les observations plus fragmentaires que nous avons faites

à ce sujet. Ces terrasses sont d'ailleurs toutes quaternaires et vraisemblablement postérieures à la formation du défilé.

Conséquences de la percée danubienne. — Si nous ne sommes pas encore fixés sur les conditions exactes de la formation des Portes de Fer, du moins en pouvons-nous saisir les conséquences, qui ont été multiples et s'accorderaient assez bien avec l'hypothèse d'un brusque déversement du lac de l'Alfold.

Il semble, en effet, qu'une masse d'eau considérable ait subitement débouché du défilé. Entre Gura Vai et Turnu Severin, le versant roumain de la vallée formé par les conglomérats tortoniens, a l'allure géométrique d'un plan incliné de 35° découpé en facettes triangulaires par de petits vallons ayant chacun leur cône de déjection. Ce versant instable, dont la pente correspond exactement à la pente d'équilibre des conglomérats, a dû être sapé récemment par une érosion puissante.

Toute la région comprise entre Turnu Severin, Kladova, Brza Palanca et Hinova, porte les traces d'un déblaiement formidable. Il semble qu'une sorte de trombe d'eau se soit précipitée en tourbillonnant et affouillant les terrains tertiaires meubles. Le fleuve se balance encore en méandres vigoureux, dont le déplacement continue à l'époque actuelle, ainsi que nous l'avons montré pour les environs d'Hinova et Calafat (*la Valachie*, p. 199-201). Les rives convexes des méandres sont occupées par des terrasses inclinées, dont la pente rend difficile l'évaluation du creusement. C'est du côté serbe, entre Kladova et Brza Palanka, que ces terrasses sont le plus développées.

L'affouillement rapide de la vallée danubienne à la sortie des Portes de Fer a eu comme conséquence un approfondissement correspondant des vallées affluentes et des remaniements du réseau hydrographique. La Topolnitza et la Cosustea ont pu pousser assez vite la régularisation de leur profil dans le tertiaire, et même au delà de la bande des micaschistes, dans les schistes noirs crétacés. D'où leur avantage sur la Bahna, dont le cours inférieur était tout entier dans les schistes cristallins et qui perdit ainsi une partie de ses affluents, captés par l'érosion souterraine dans le calcaire. La Idostitza, qui débouche à Gura Văi après un cours sinueux assez singulier, a été, par un mécanisme analogue, privée d'un affluent de rive gauche au profit de la Topolnitza.

La bordure orientale du plateau de Mehedintzi, plate-forme miocène. — Bien des points semblent déjà éclaircis dans l'histoire du plateau

de Mehedintzi. Quelques-uns sont encore obscurs. Nous ne sommes pas fixés sur l'âge exact de la pénéplaine, ni sur celui de la période d'érosion qui en a amené le ravinement. Nous savons seulement que l'un et l'autre sont postérieurs au miocène. L'étude de la bordure orientale du plateau de Mehedintzi apportera quelques lumières à ce sujet.

Nous savons déjà qu'une frange de conglomérats miocènes s'appuyant sur les terrains anciens se suit presque sans interruption de Gura Văi à Tarnitza. Ces conglomérats, pas plus que les marnes à fossiles tortoniens sur lesquels ils reposent et qui affleurent au fond de toutes les vallées, ne sont disloqués violemment comme les couches des bassins intérieurs.

Ajoutons que, au point de vue topographique, toute la partie orientale du massif ancien est nivelée en formant une plate-forme qui descend en pente douce depuis les sommets les plus élevés (Dealu Oiescului, Go-

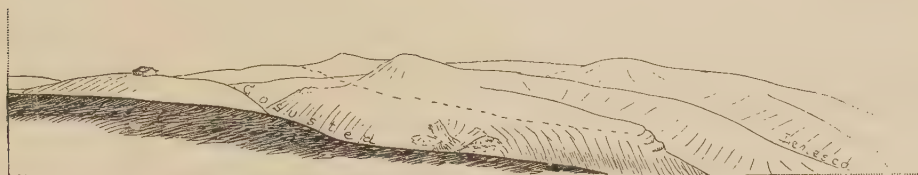


FIG. 35. — *Bord oriental du plateau de Mehedintzi; contact du cristallin et du tertiaire.*
Vue prise au-dessus de Ilovitza.

deanu) jusqu'au contact avec les terrains tertiaires. Cette plate-forme paraît plonger sous le miocène. Au contact s'observe, bien au-dessus des vallées actuelles, la trace d'une sorte de dépression, les conglomérats formant des sommets qui dominent nettement le plateau cristallin (fig. 35). D'autre part, la plate-forme ne semble pas se raccorder avec celle du plateau central nivelant à la fois les terrains anciens et les bassins tertiaires disloqués. Le désaccord est particulièrement frappant au Godeanu et se marque de loin, dans le panorama pris du Grabanicu, par une sorte de ressaut (fig. 33, p. 136).

Une double conclusion s'impose : 1° la plate-forme de la bordure orientale du plateau de Mehedintzi n'est pas du même âge que celle de la zone centrale. Elle est vraisemblablement contemporaine des couches tertiaires non disloquées qui la recouvrent en partie, c'est-à-dire miocène; 2° la partie orientale du plateau de Mehedintzi n'a pas subi de constrictions notables depuis le miocène.

S'il en est ainsi, on est en droit de se demander : 1° comment s'expli-

quent le relief actuel, les vallées profondément encaissées qui, là comme partout ailleurs, découpent le plateau, témoignant d'un rajeunissement récent de l'érosion; 2° quels sont les rapports de la plate-forme miocène du Mehedintzi oriental avec la plate-forme du Mehedintzi central, qui ne peut être que postmiocène, et avec celle des dépressions subkarpatiques (plate-forme de Gornovitza), qui est pliocène.

Rapports du plateau de Mehedintzi avec la plate-forme de Gornovitza. — Du haut des collines qui séparent la Brebina du Motru, on jouit d'un panorama très intéressant à ce point de vue (fig. 36). La bordure septentrionale du plateau de Mehedintzi apparaît, formant une sorte d'abrupt continu au-dessus de la région de Baia de Arama. On distingue aussi la gorge du Motru au sud de Negoiesci, entaillée dans un plateau



FIG. 36. — *Panorama pris des hauteurs entre Brebina et Motru.*

Plate-forme pliocène dans laquelle est entaillée la gorge du Motru; sa discordance avec la plate-forme du Mehedintzi E.

cristallin recouvert de cailloutis, correspondant à la terrasse de Gornovitza. Ce plateau s'étend jusqu'à Tarnitza, où il nivelle les conglomérats tortoniens inclinés vers le Nord-Est. Cette constatation nous avait fait conclure dès 1903 à un cycle d'érosion postmiocène dans le plateau de Mehedintzi. On peut considérer comme établi que la plate-forme pliocène de Gornovitza se continue sur le rebord NE. du plateau de Mehedintzi. Le plateau central lui-même n'est pas autre chose que sa continuation. Le défaut de raccord entre Baia et Ponoare est dû à l'érosion déterminée par l'appel de la dépression subkarpatique et facilitée par le déblaiement des terrains meubles tertiaires. Mais il serait encore sensible, abstraction faite de l'érosion quaternaire, dans un gauchissement de la surface topographique.

Un relèvement du plateau de Mehedintzi par rapport à la dépression subkarpatique de Tismana est attesté au point de vue géologique par l'exagération du synclinal pontien. Nulle part ailleurs dans l'Olténie occi-

dentale on ne trouve des couches aussi redressées qu'à Celeiu, où les marnes plongent de 45° vers le NW.

Évidence du mouvement pliocène. — C'est à un déplacement relatif par rapport au niveau de base que le plateau de Mehedintzi doit son relief tourmenté actuel. L'absence de dislocations importantes des conglomérats tortoniens de la bordure orientale aussi bien que des couches pontiennes qui les recouvrent, montre qu'il s'agit d'un mouvement de soulèvement en masse, ayant affecté toute l'Olténie occidentale, y compris les hautes collines tertiaires. Un pareil mouvement est géologiquement très vraisemblable, car le plaisancien lacustre manque dans toute l'Olténie et n'est représenté qu'en Munténie.

Dans les vallées profondes entaillées au contact du tertiaire et du massif ancien, on en trouve des preuves décisives, particulièrement dans la vallée de la Cosustea à Dălbocitza. La discordance avec les schistes cristallins plongeant de 70° vers l'Est-Sud-Est est frappante. La pente des conglomérats atteignant 25° ne correspond ni à celle de la plate-forme si bien



FIG. 37. — Cônes de déjection emboîtés dans la vallée de Cosustea, terrasse de Dălbocitza.

marquée dans la topographie des croupes cristallines et schisteuses jusqu'au Dealu Oiescului et au Godeanu, ni à l'inclinaison du contact avec le cristallin, qui atteint 30° et même parfois 50° dans Valea Lenesca. Les conglomérats ont évidemment subi un gauchissement. Une flexure apparaît à Valea Lenesca, où la pente des conglomérats passe brusquement de 10° à 25° , et près de Gura Vai, où on peut l'observer dans les escarpements sapés par le Danube.

Conclusions. — En prolongeant idéalement la pente la plus faible des conglomérats à Dălbocitza, on obtient une surface tangente à la partie la plus élevée du plateau du Dealu Oiescului et passant au-dessus de la partie centrale du plateau de Mehedintzi. C'est l'ancienne plate-forme miocène disloquée, soulevée et emportée complètement par l'érosion dans la plus grande partie de la région, où s'est développée une autre plate-

forme très nette, mais conservée sur la bordure orientale, qui n'a été soulevée que plus tard, comme l'indique la présence du pontien.

Tout l'ensemble du plateau de Mehedintzi a subi un exhaussement en masse, en même temps que la région des collines, au moment du dessèchement définitif du lac pliocène. Au fur et à mesure que les couches à congéries étaient exondées, un réseau conséquent s'établissait à leur surface et commençait le ravinement des dépôts soulevés. Il gagnait rapidement du terrain et entaillait le bord du massif ancien. Dans le tertiaire, les vallées principales étaient déjà arrivées à maturité avant la formation de la percée du Danube. A Dălbocitza s'observe une terrasse de 50 mètres s'abaissant vers le Sud-Est et recouverte localement d'anciens cônes de déjection ravinés (fig. 37). C'est l'équivalent vraisemblable des terrasses de Bahna Orsova et Milanovac, qui attestent les progrès de l'érosion à la faveur des bassins tertiaires. La formation du défilé et de la vallée danubienne accélère l'évolution en déterminant les remaniements du réseau hydrographique dont nous avons parlé.

Dans la région des collines tertiaires, la surface structurale a disparu. La plate-forme miocène n'existe même plus dans les conglomérats. Elle subsiste dans la bande cristalline et schisteuse du Mehedintzi oriental entaillée par des vallées encaissées. La plate-forme pliocène qui s'est étendue sur tout le Mehedintzi central doit sa conservation en grande partie à l'affaiblissement de la Bahna. Elle a disparu au Nord, sous l'influence du gauchissement qui a amené la formation de la dépression subkarpatique et du ravinement qui en est résulté dans les formations meubles tertiaires, et au Sud dans les bassins miocènes et leur voisinage.

Telles sont les conclusions auxquelles nous conduit l'étude du plateau de Mehedintzi. Elles nous permettront d'aborder avec plus de confiance l'étude singulièrement plus difficile des hautes Karpates.

CHAPITRE VI

LE MASSIF BANATIQUE

Le problème des hautes Karpates. — La structure géologique des hautes Karpates commence à nous être connue dans ses grandes lignes. Nous ne savons presque rien sur leur évolution géographique. Le caractère massif du relief a été noté, dès le début de cette étude, comme un des traits les plus caractéristiques. La discordance qui se manifeste souvent entre les grandes lignes du dessin géographique et la tectonique a été aussi mise en lumière. Le problème qui se pose est d'expliquer comment une chaîne plissée au secondaire peut avoir encore des sommets dépassant 2.000 mètres. Mais il est compliqué par le fait que l'extension des hauteurs supérieures à 2.000 mètres est plus grande que dans aucune partie des Karpates ou même des Alpes, à égale altitude maxima, et que les formes des hauts sommets sont, en dehors des régions de cirques glaciaires, celles des moyennes montagnes ne dépassant pas d'habitude 1.000 à 1.500 mètres¹.

Des mouvements du sol postérieurs au plissement secondaire, qui a fixé les grandes lignes tectoniques, sont vraisemblables. Mais quelle a été la nature de ces mouvements? Comment peuvent-ils expliquer les formes du relief actuel? C'est ce que presque aucun géologue ne paraît s'être encore demandé. L'idée d'étendre aux hautes Karpates les conclusions tirées de l'étude du plateau de Mehedinți peut paraître au premier

1. Les seuls géographes qui paraissent avoir été frappés par ces caractères sont G. Czirbucz dans son étude sur le Tzarcu (43, 1904) et P. Lehmann (75, 1885). Ce dernier note très justement la ressemblance avec le Riesengebirge et les montagnes de l'Allemagne moyenne. Nous ne doutons pas que s'il avait pu continuer et approfondir son étude, il n'eût été amené à concevoir la nécessité de faire porter tout l'effort sur la recherche des conditions de rajeunissement du relief.

abord hasardeuse. C'est pourtant, selon nous, la seule voie qui puisse conduire à une interprétation rationnelle des formes du terrain.

Nous avons exposé les principes de cette interprétation, en 1903 et 1904 (**93, 96, 97**). Nos conclusions ont été en partie acceptées et confirmées par M. Nopcsa (**730, 1905**). Depuis, une étude attentive des cartes et une nouvelle campagne en 1906 ont modifié quelque peu nos conceptions et nous ont amené à une théorie plus compréhensive. Cette théorie fournit une explication synthétique de l'ensemble de la structure géographique des hautes Karpates méridionales. Avant d'en faire l'épreuve sur les différents massifs montagneux de notre région, il est nécessaire d'en exposer brièvement les grandes lignes.

La plate-forme des hauts sommets. — Le point de départ de nos recherches a été l'interprétation des formes lourdes et massives des hauts sommets, qui nous ont frappé dès nos premières campagnes et ont de plus en plus attiré notre attention. La rareté des formes alpines, malgré la grande extension des surfaces supérieures à 2.000 et même 2.300 mètres, est vraiment remarquable. Elles n'existent que dans les massifs qui ont été atteints par la glaciation pleistocène (chaîne du Negroiu, versant nord du Parângu, Retiezat, etc.) et sont dues au développement des cirques, c'est-à-dire à un épisode récent et d'effet local. La monotonie des longues croupes herbeuses qui s'étalent partout au-dessus de la forêt, n'en ressort que plus nettement. Une ligne d'horizon faiblement ondulée, parfois presque droite, voilà ce qu'on aperçoit de tous les points élevés, où la vue peut s'étendre assez loin.

Les hauts sommets eux-mêmes ont souvent l'allure de dômes. L'ascension du Iezeru (2.400 m.) lasse par une interminable montée, où le sommet semble fuir devant vous. Mândra, point culminant du Parângu (2.529 m.), est une bosse arrondie. De quelque côté que l'on contemple ce puissant massif, il apparaît comme un bombement sans accidents notables. Ces caractères frappent d'autant plus que ceux des parties basses de la montagne sont exactement contraires. Les pentes sont très raides, les vallées profondes et encaissées, l'érosion vigoureuse ravinant les versants imprudemment déboisés. Quiconque a quelque peu ascensionné dans les Alpes de Transylvanie sait que la montée la plus dure est toujours au début. Une fois parvenu sur les crêtes, ce n'est plus qu'une promenade.

Les formes arrondies des sommets sont souvent regardées comme

caractéristiques des massifs granitiques dans les basses et moyennes montagnes. Nous avons pendant longtemps accepté cette explication, faute d'une autre. Du jour où nos recherches nous ont conduit à aborder le massif banatique, nous avons dû reconnaître son insuffisance. Remarquons d'abord que les formes arrondies se trouvent jusqu'aux plus hauts sommets, dépassant de beaucoup l'altitude des moyennes montagnes. En outre, elles ne sont propres ni au granite ni même aux schistes cristallins. Le plus bel exemple en est fourni par le Tzarcu, véritable plate-forme où la surface topographique, oscillant entre 2.000 et 2.200 mètres, nivelle toutes les formations géologiques connues dans le massif banatique, jusques et y compris le jurassique supérieur.

En réalité, les hauts sommets karpatiques tendent tous vers un type commun, qui est un élément topographique, et que nous avons appelé *plate-forme des hauts sommets* ou *plate-forme Boresco*, du nom du massif où elle est le mieux marquée. Il y a là un ensemble de formes qui répondent à un stade déterminé de l'œuvre de l'érosion, et sont en désaccord flagrant avec les formes des régions plus basses. On ne saurait concevoir que le modelé des hauteurs et celui des vallées soient dus au même cycle et répondent aux mêmes conditions. D'un côté, nous avons des pentes déboisées, éboulis striant même la forêt de raies blanchâtres, escarpements ruiniformes signalant les intersections de versants des vallées assez rapprochées. La décomposition mécanique attaque et débite tous les pointements rocheux. La forêt a peine à fixer un sol caillouteux. Pas une goutte d'eau tombée qui soit perdue, ruisselant aussitôt sur les pentes et gagnant le torrent qui bouillonne, gonflé subitement à la moindre pluie. Les vallées sont souvent impraticables, et les chemins se hâtent de gagner les crêtes le plus tôt possible. Tout témoigne d'une extrême jeunesse de relief. Sur les hauteurs, le spectacle change. Les pentes raides sont l'exception en dehors des cirques; l'érosion paraît endormie. Parfois on voit se dessiner un vallonnement indécis, où naît un ruisseau qui, à quelque cent mètres de là, se précipitera dans une gorge sauvage, dégringolant 500 mètres en un kilomètre (Boresco oriental). Plus souvent, les replis du terrain sont tourbeux, le sol élastique cède sous le pas. L'écoulement des eaux est insuffisant et mal réglé (Parângu oriental, Boresco, Tzarcu). Les accidents de relief, qui ne manquent pas d'ailleurs, ont toujours la forme arrondie qui caractérise les régions où le cycle d'érosion a été poussé jusqu'à la maturité. Une épaisseur souvent assez grande de produits de décomposition est accumulée dans les dépressions.

L'érosion, maintenant endormie sur les hauts sommets, y a cependant accompli jadis un travail formidable. Elle a enlevé des milliers de mètres de terrain dans les fenêtres ouvertes dans la nappe charriée. Même si l'on n'admet pas le charriage, on doit encore demander à l'érosion un travail considérable pour mettre à jour les massifs granitiques. Quelle circonstance a pu arrêter cette érosion victorieuse? Les principes de la géographie physique ne permettent pas d'hésiter sur la réponse. L'érosion s'est arrêtée d'elle-même, comme il arrive toujours, lorsque les rivières ont eu atteint leur profil d'équilibre, et les versants des vallées la pente la plus faible qui permette l'écoulement des eaux, en un mot, lorsque la maturité du relief a été réalisée et que l'ancienne chaîne de montagnes s'est rapprochée de la condition d'une pénéplaine. La plate-forme des hauts sommets doit donc être considérée comme une pénéplaine plus ou moins parfaite, soulevée depuis sa formation jusqu'aux altitudes actuelles. Nous croyons à peine nécessaire d'envisager la possibilité d'une explication par l'hypothèse désertique, suivant la théorie récente de Passarge, appliquée aux pénéplaines de l'Afrique méridionale, et considérée comme applicable aux pénéplaines asiatiques par divers auteurs¹. En effet, les plaines d'abrasion désertiques décrites par Passarge sont caractérisées par une horizontalité parfaite, les témoins d'érosion s'élevant brusquement au-dessus, sans transition ni talus intermédiaire. Notre plate-forme des hauts sommets est, au contraire, ondulée, comme une région de collines où l'érosion sub-aérienne a travaillé à uniformiser les pentes. On y retrouve d'anciennes vallées, et les parties les plus élevées, témoins d'érosion, se raccordent généralement par des pentes douces avec la plate-forme. Enfin, toute trace de sédiments désertiques fait défaut autour de la plate-forme, qui date vraisemblablement de la fin du secondaire, c'est-à-dire d'une époque où s'étendait sur le bassin de Hatzeg actuel un grand lac aux rives peuplées de dinosauriens.

Plate-forme des vallées et plate-forme pliocène. — L'existence de la plate-forme des hauts sommets et son caractère de pénéplaine imparfaite ne sauraient être mis en doute. Mais ces faits semblent difficiles à expliquer. Une des difficultés qui nous ont arrêté dès le début est la suivante : si la plate-forme des hauts sommets s'étend sur tout le massif ancien, il faut admettre que le soulèvement en a été très récent. Autrement

1. PASSARGE, *Rumpffläche und Inselberge* (*Zeitschr. d. D. Geol. Ges.*, LVI, 1904, p. 193-209). — DAVIS, *The geographical Cycle in an arid climate* (*Journ. of Geology*, XIII, 1905, p. 381-407).

l'érosion aurait dû la faire disparaître en grande partie. Un soulèvement en bloc de plus de 2.000 mètres à la fin du tertiaire est une hypothèse hardie, qu'on ne doit envisager que dans le cas où toute autre explication paraît impossible. En réalité, la plate-forme Boresco est relativement ancienne et a été en grande partie détruite par l'érosion, qui a laissé à un niveau inférieur des traces d'une évolution poussée de nouveau vers la maturité.

Dès 1903, nous avons remarqué dans un certain nombre de vallées une

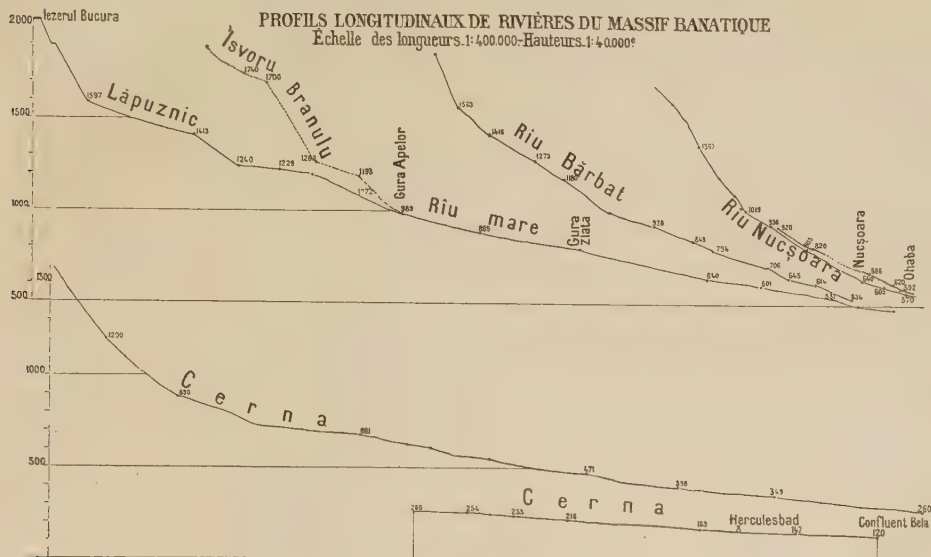


FIG. 38. — Jeunesse des vallées du massif banatique. (Comparer avec la maturité des sommets, fig. 39, p. 152-153.)

sorte de plate-forme où les thalwegs actuels sont profondément encaissés. Les bassins intérieurs où affleurent les couches meubles tertiaires (Petrosheni, Brezoiu-Titesti) forment des dépressions ravinées par l'érosion, qui devaient correspondre au même stade. Nous avons appelé cette plate-forme, inférieure à la plate-forme des hauts sommets et nécessairement plus récente, *plate-forme des vallées*. Le profil d'équilibre des vallées principales avait été rétabli; d'abord entaillées en canyons étroits, elles s'étaient élargies. Dans les régions de roches meubles tertiaires, la même évolution avait pu s'accomplir même dans les vallées secondaires, et une nouvelle plate-forme sans cesse élargie s'était formée à une altitude moyenne en rapport avec le niveau de base.

Une nouvelle campagne en 1906 nous a permis de suivre l'extension de cette plate-forme des vallées. Nous avons reconnu qu'elle était beaucoup plus grande que nous ne l'avions cru jusque-là. Cherchant à raccorder cette plate-forme avec la plate-forme bordière des monts du Vâlcân ou plate-forme de Gornovitza, nous constatons que le raccordement n'était généralement pas possible, et qu'il existait en réalité une plate-forme pliocène distincte de notre plate-forme des vallées. Cette plate-forme était suivie par nous dans les vallées principales; sa liaison avec la plate-forme de Gornovitza et le plateau de Mehedintzi était établie. L'ancienne plate-forme des vallées devait changer de nom. Nous l'appellerons désormais, du nom de la localité où elle est le plus nette et le plus élevée, *plate-forme Riu Ses*. Son âge est fixé nettement dans le Mehedintzi oriental. Quant à la nouvelle plate-forme des vallées, elle correspond à la terrasse de Gornovitza et est pliocène.

Ainsi nous arrivons à concevoir trois périodes de mouvements du sol dans le massif ancien des Karpates méridionales. Entre chacune de ces périodes, l'érosion aurait pu pousser son œuvre jusqu'à la maturité, au moins dans les vallées principales et les bassins tertiaires. La trace en est marquée par les plates-formes de Riu Ses et de Gornovitza, dans lesquelles sont entaillées les vallées actuelles, qui témoignent partout d'une extrême jeunesse. Quant à la plate-forme Boresco, elle correspond à une période de maturité beaucoup plus ancienne, postérieure aux grands plissements avec charriage, antérieure au flysch et aux mouvements du sol qui ont marqué les débuts et le milieu du tertiaire.

Méthode de l'étude morphologique. — L'exactitude de ces conclusions peut être éprouvée, en étudiant successivement les divers groupes montagneux du massif banatique. Cette étude doit être à la fois topographique et géologique.

Au point de vue topographique, on devra essayer de fixer l'extension des formes, qui témoignent d'une évolution du modelé vers la maturité à trois reprises différentes, c'est-à-dire de la plate-forme Boresco, de la plate-forme Riu Ses et de la plate-forme pliocène, ou plate-forme de Gornovitza. Nous possédons heureusement, pour la plus grande partie du massif banatique, des cartes avec courbes de niveaux de 100 en 100 mètres, qui permettent de contrôler les constatations faites de différents observatoires, en établissant des profils transversaux de vallées, des profils longitudinaux de crêtes montagneuses, et des cartes en courbes généra-

lisées, faisant abstraction des cotes des vallées. Nous ne publierons qu'une faible partie des nombreux essais de ce genre que nous avons faits. Dans la partie roumaine, où les cartes topographiques font défaut, nous avons essayé d'y suppléer en multipliant les panoramas dessinés ou photographiés du haut d'observatoires convenablement choisis, et en levant barométriquement plusieurs profils.

Le classement des formes topographiques, suivant leur âge relatif, répond au but le plus important de l'enquête morphologique. Mais on peut et on doit désirer voir préciser l'âge de chaque cycle d'érosion. On peut et on doit demander des preuves géologiques de la réalité des mouvements du sol, qui expliquent le rajeunissement répété du relief. Pour répondre à ces questions, nous devons recourir à l'examen géologique des sédiments tertiaires qui bordent le massif ancien et pénètrent même parfois à son intérieur. L'étude de la région subkarpatique d'Olténie et du plateau de Mehedintzi nous a déjà révélé à ce sujet des faits importants, sur lesquels nous pourrions nous appuyer.

Le groupe du Godeanu. Grande extension de la plate-forme Boreasco. — Les montagnes que nous avons groupées, pour la commodité des descriptions, sous les dénominations géographiques de groupe du Tzarcu, du Retiezat et du Godeanu, forment en réalité le bloc le plus homogène et le plus massif qu'on puisse imaginer. Des vallées profondes de 800 et 1.000 mètres, véritables canyons d'où l'on monte par des sentiers en lacets, y entaillent un plateau d'une continuité surprenante. Nulle part le désaccord n'est plus frappant entre l'extrême jeunesse des vallées et la sénilité des hauts sommets. Presque toutes ces montagnes sont d'ailleurs cartographiées de façon assez satisfaisante. Quelques feuilles du 1/75.000 autrichien sont même remarquables par l'abondance des cotes et l'exactitude du modelé¹. Aussi s'étonnerait-on que les traits originaux de la topographie de cette région aient passé à peu près inaperçus², si l'on ne savait combien l'accès en est difficile, et à quel point l'étude du sous-sol seul méritait par sa complication d'absorber l'attention des géologues. C'est cependant un spectacle étrange et pour ainsi dire décon-

1. Par exemple feuille Borlova-Klopotiva (Z. 24, col. XXVII), à laquelle nous devons beaucoup. C'est sans doute l'examen de cette feuille qui a permis à Penck de faire la très juste remarque que le Retiezat offre des formes alpines surmontant des formes de moyennes montagnes.

2. M. Geza Czirbusz a signalé l'allure de plateau du Tzarcu (43, 1904). — Loczy a présenté les canyons du Lapuznic et du Riu Mare comme des exemples de surcreusement non dû à l'érosion glaciaire (*Observations au sujet de la communication de Penck sur le Surcreusement glaciaire : CR. Congr. Intern. de Géographie, Berlin, 1899*).

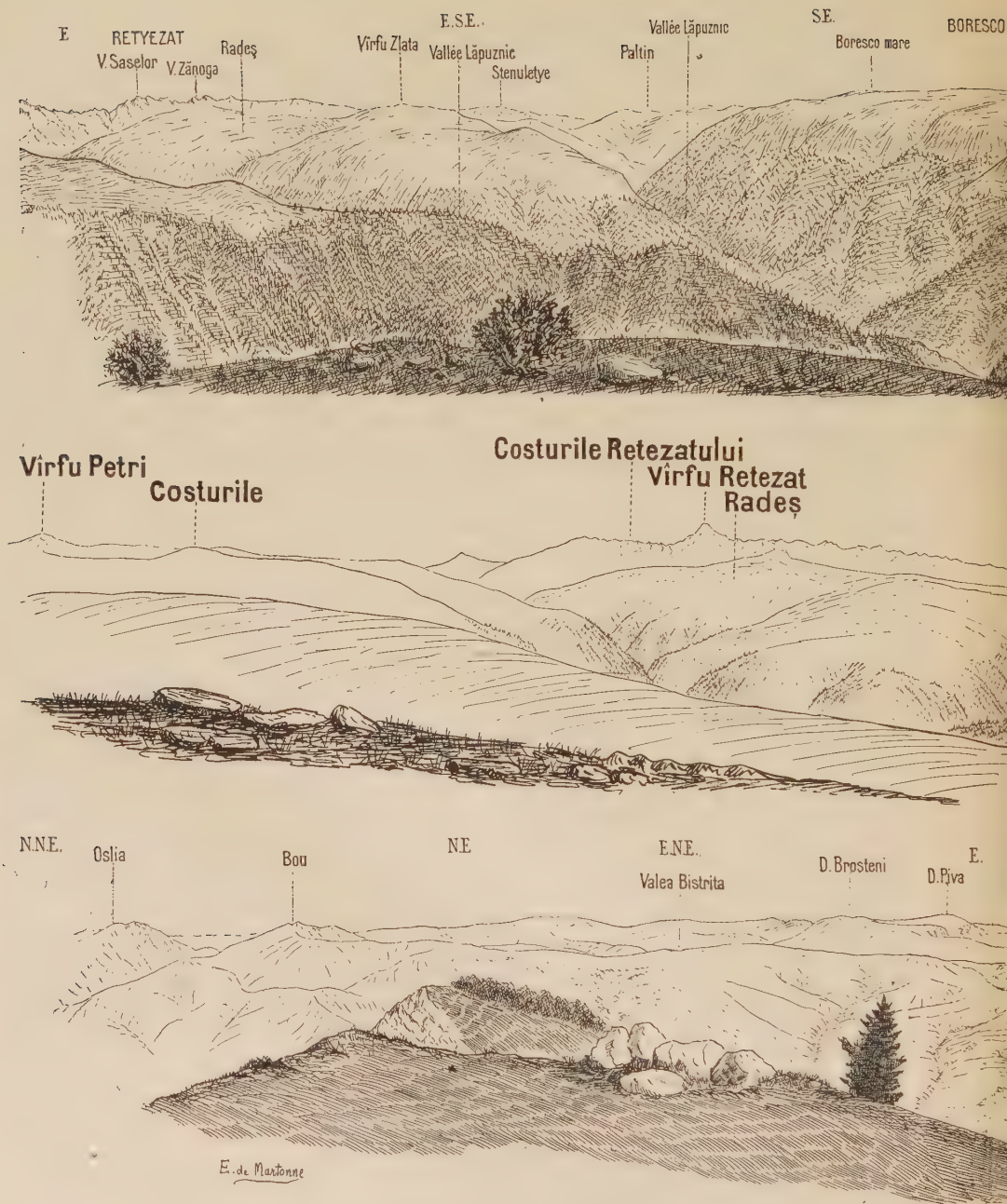
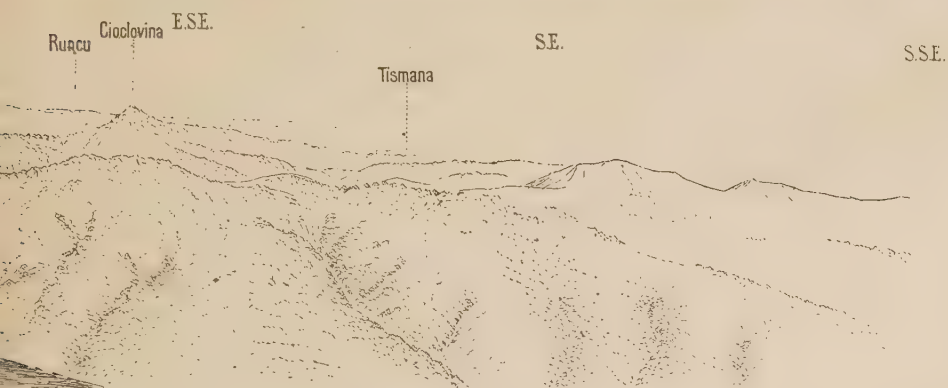
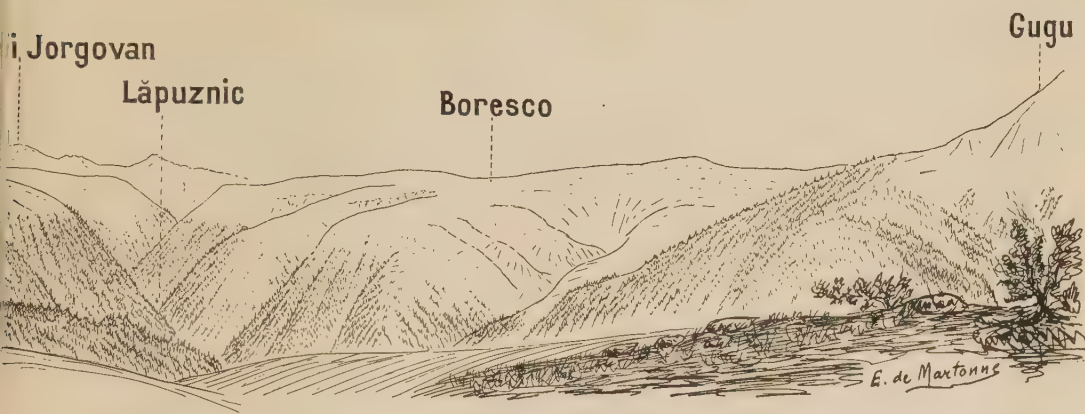


FIG. 39. — *Panoramas divers du massif banatique mont.*
 A, vue prise de Virfu Blojului (Baieu), dans le groupe de Tzarcu; B, vue prise de Virfu Petrior. Ces deux vues montrent la contin
 Lapuznic. — C, vue prise de Piatra Cloșaniilor vers l'Est : continuité étonnante du profil de la crête depuis Oslia jusqu'à Ti
 plate-forme des hauts sommets.



urité des hauts sommets. — Dessins à la chambre claire.

forme des hauts sommets dans le Retezat, le Boresco, le Gugu et le Virfu Petrior et l'encaissement extraordinaire de la vallée du
ère moutonné des monts du Vâlcu (à l'arrière-plan), avec les sommets calcaires représentant probablement des témoins de la

certain, pour qui connaît les grands traits de la structure géologique, que la vue de ces hautes montagnes tabulaires, découpées par des canyons en autant de blocs aux parois abruptes, comme des massifs calcaires. De tous les points élevés où l'on peut jouir d'une vue étendue, on retrouve la même impression. Signalons particulièrement le panorama du haut de Virfu-Petrior et celui du Baicu (fig. 39).

Le Boresco est le massif où la plate-forme des hauts sommets est le plus typique. C'est une table, isolée de trois côtés, qui n'est guère accessible que du Sud par les crêtes du Paltin et du Galben. On peut errer indéfiniment dans le brouillard, sur ce plateau herbeux dépourvu de tout relief, jusqu'au moment où l'on se trouve au bord d'un précipice insondable, et où un coup de vent balayant les nuages vous montre l'abîme



FIG. 40. — *La chaîne du Godeanu vue du Plaiu Closhanilor.*

Plate-forme des hauts sommets frangée de cirques glaciaires.

béant d'un cirque entaillé sur les flancs abrupts de la montagne. Entre le point le plus haut et le plus bas du plateau, la différence n'est que de cent mètres. Des vallonements indécis à sol tourbeux sont le seul accident topographique. Si on les suit vers l'aval, on les voit finir brusquement, ou passer à une gorge, par où les eaux se précipitent en cascade. Ce sont des traits de l'ancienne topographie non accommodés encore au nouveau cycle d'érosion.

Le Boresco n'est en somme qu'un fragment du groupe du Godeanu, en partie isolé par l'érosion des deux Lăpuznic, qui a fait disparaître la plate-forme, en la remplaçant au point de jonction avec le Galben par une crête aiguë. Les mêmes caractères se retrouvent dans tous les hauts sommets qui bordent la haute vallée jusqu'au Godeanu. Lorsqu'on gagne ce massif par le versant roumain, en partant de Closhani, on arrive, après avoir grimpé par des chemins défoncés au-dessus de la vallée du Motru, à un plateau boisé dominé par la silhouette hardie de Piatra Closhanilor. Là, un peu avant le commencement de la descente dans la vallée de la Cerna,

d'où il faudra remonter par les longues croupes herbeuses du Plaiul Bulzului (Putului sur le 1/75.000), on voit brusquement apparaître dans une éclaircie de la forêt le panorama saisissant de la chaîne du Godeanu, qui s'étend comme une haute muraille d'une continuité et d'une uniformité étonnante, frangée de cirques glaciaires (fig. 40). Du haut de la crête calcaire d'Oslia, au-dessus du col de Scoca, qui forme le partage des eaux entre Jiu et Cerna, on domine directement la plate-forme merveilleusement unie où sont entaillés comme à l'emporte-pièce les cirques de Soarbele et Piatra lui Iorgovan, et qui nivelle à la fois les schistes cristallins, le verrucano, le lias et les calcaires tithoniques (fig. 41). La vue s'étend même de là jusqu'au Retiezat.

Le Retiezat. Témoins d'érosion. — Ce massif, malgré l'aspect alpin

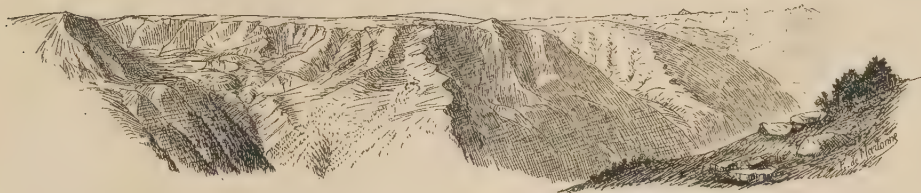


FIG. 41. — *La plate-forme de Soarbele vue de Oslia.*
On voit le cirque de Soarbele avec sa moraine. — Dessin d'après une photographie.

de ses crêtes déchiquetées, offre encore une assez grande extension de la plate-forme Boreasco. Du haut de Virfu Blojului (fig. 39), on voit nettement le plateau si uniforme du Boreasco se continuer dans le Retiezat occidental, dominé par les cimes hardies du Virfu Zanoga et du Virfu Saselor. Ces crêtes doivent leur aspect alpin au développement des cirques, à la raideur des pentes et à la rapide décomposition mécanique attaquant la roche à nu. Avant l'épisode glaciaire, elles devaient avoir la forme d'un bombement dominant le plateau de quelques centaines de mètres. Partout en effet où les cirques ne sont pas développés, on peut observer un raccordement par des pentes relativement douces, entre le plateau et les crêtes. C'est ce qui est sensible notamment au Rades (panorama de Virfu Blojului), encore plus nettement dans le panorama du Baicu. La même observation peut se faire dans le Retiezat oriental, vers Bilugu, et surtout au nord de Valea Mare, dans la crête qui descend de Virfu Mare (V. les profils de crêtes, fig. 38, p. 149). Les points les plus élevés du Retiezat dépassant 2.000 m. semblent donc devoir être considérés comme des témoins

d'érosion. C'était des collines d'une altitude relative pouvant atteindre 500 m., probablement de forme arrondie comme les massifs granitiques de la Dobrodgea actuelle, et dont l'orientation ENE.-WSW. reflétait celle des accidents tectoniques anciens, comme il est naturel dans un témoin d'érosion à la surface d'une pénéplaine.

Le massif du Gugu, où la plate-forme Boresco se continue nettement, comme le montre le panorama de Virfu Blojului, offre encore un exemple de témoin d'érosion se raccordant par des pentes douces avec la plate-forme, sauf là où se sont développés les cirques glaciaires. C'est le Virfu Gugu, atteignant 2.200 mètres. De même la crête du Godeanu présente une série de sommets de forme arrondie qui doivent être interprétés comme des inégalités de la pénéplaine (Murariu, V. Godeanu, etc.).

Le groupe du Tzarcu, extension de la plate-forme Riu Ses. — Le groupe du Tzarcu est tout aussi intéressant que les massifs précédents au point de vue de l'extension de la plate-forme des hauts sommets. La vue si frappante du plateau du Tzarcu, telle qu'on l'a du Murariu, l'étude de ses hautes croupes herbeuses au sol profond, parfois même tourbeux dans les vallonnements à peine indiqués qui en accidentent la surface monotone, le contraste entre cette topographie si simple et la structure géologique si compliquée révélée par les travaux de M. Schafarzik, sont les faits décisifs qui nous ont ouvert les yeux sur la véritable nature des formes des hauts sommets karpatiques. La plate-forme Boresco s'étend sur tout le haut Tzarcu et se retrouve, comme le montre le panorama pris du Baicu, dans le Virfu Petri. C'est encore elle qui forme le haut plateau pastoral du Munte Micu. Mais le principal intérêt de l'étude du groupe du Tzarcu vient de ce que cette plate-forme ne s'observe pas dans toute l'étendue de ce massif. Elle n'est pas directement entaillée par les vallées actuelles creusées en gorges, comme c'est le cas presque partout dans les massifs étudiés jusqu'ici. Les vallées principales sont encaissées dans les vallées plus anciennes, qui correspondent à ce que nous avons appelé d'abord plate-forme des vallées, maintenant plate-forme Riu Ses.

Du haut du Virfu Nevoia, on voit nettement une dépression orientée NNE.-SSW., et correspondant aux vallées affrontées du Ilideg et du Riu mare. On peut la suivre par une série de profils transversaux (fig. 42). Nous n'avons pas affaire à une pénéplaine, ni à une terrasse proprement dite, mais il est évident qu'il y a désaccord entre les pentes inférieures du profil de la vallée et les pentes supérieures; elles ne peuvent être

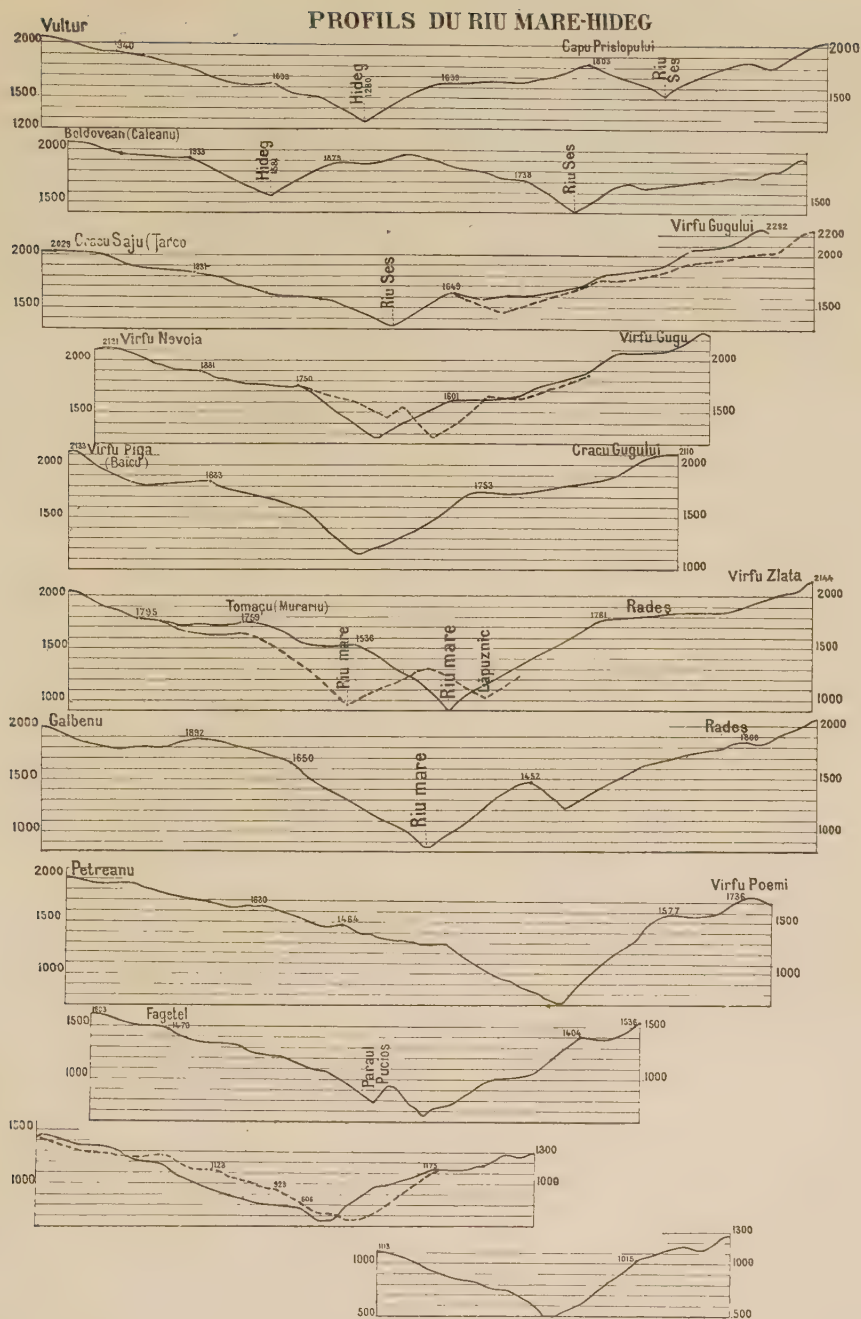


FIG. 42. — Profils transversaux de la dépression Hideg-Riu mare.

dues au même cycle d'érosion. Les pentes inférieures correspondent à une vallée jeune, les pentes supérieures à une vallée parvenue à la maturité. La rupture de pente du profil transversal marque le contact des deux surfaces topographiques d'âge différent. La plate-forme Hideg-Riu mare descend sensiblement vers l'aval, l'encaissement maximum étant dans la partie moyenne de la vallée (600 à 700 m.). Mais le rétablissement du profil de l'ancienne vallée est rendu difficile par l'apparition d'une

doubling rupture de pente dans la partie inférieure. C'est la trace d'un nouvel épisode qui correspond, comme nous le verrons plus loin, à une période de maturité des vallées pliocènes.

Pour retrouver parfaitement conservée la topographie du cycle d'érosion qui a formé la dépression de Hideg-Riu mare, il faut remonter plus haut et chercher des coins plus reculés, où l'érosion tertiaire récente n'a pu se faire sentir. Lorsque, venant du Nord, on arrive après une longue promenade sur les crêtes de la chaîne du Go-

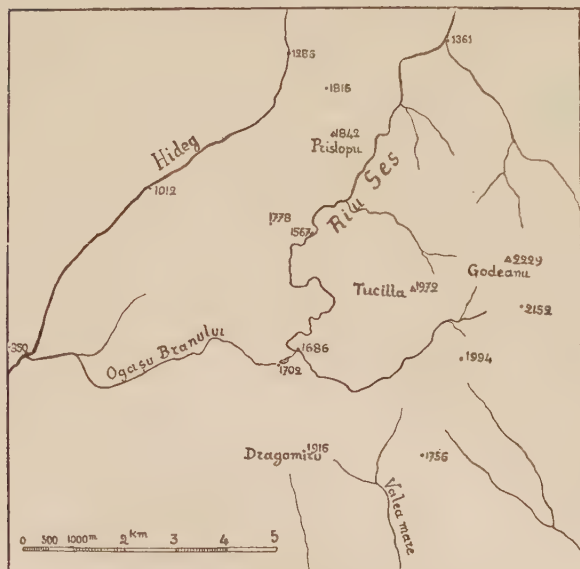


FIG. 43. — Réseau hydrographique au saut du Godeanu, cap-
tures imminentes ou accomplies aux dépens du Riu Ses.

deanu au sommet du Tucilla (2.012 m.), le spectacle qui s'offre à la vue a de quoi surprendre. Le voyageur habitué aux abîmes qui s'ouvrent à chaque instant sous les pas, peut se croire brusquement transporté dans un pays de collines. Le Riu Ses serpente dans une vallée à peine dessinée. C'est seulement après avoir décrit une série de méandres où l'encaissement se fait peu à peu sentir, qu'il se décide enfin à faire le brusque saut de 300 m. qui l'amène au fond de la gorge creusée entre le Tzarcu et le Gugu. Le fond de cette cuvette suspendue de tous côtés au-dessus des abîmes creusés par le cycle d'érosion récent, paraît encore occupé par des alluvions anciennes. La roche en place s'y dissimule en effet sous une

épaisseur notable de produits de décomposition plus ou moins charriés. Vue de loin, par exemple du Căleanu, cette haute vallée semble encore plus étrange, au milieu des crêtes hardies qui l'entourent de tous côtés. La disposition du réseau hydrographique est aussi paradoxale que celle du relief (fig. 43). Le Riu Ses est fortement menacé de capture des deux côtés. Déjà il a été vraisemblablement victime de la Cerna par Valea Mare. La capture est en train de s'accomplir du côté du Hideg par Ogasul Branului. Un étang de près d'un hectare de superficie qui s'écoule tantôt d'un côté, tantôt de l'autre, en marque la place au col coté 1702.

On comprend que nous ayons choisi cette localité pour donner un nom de type local à notre ancienne plate-forme des vallées en l'appelant

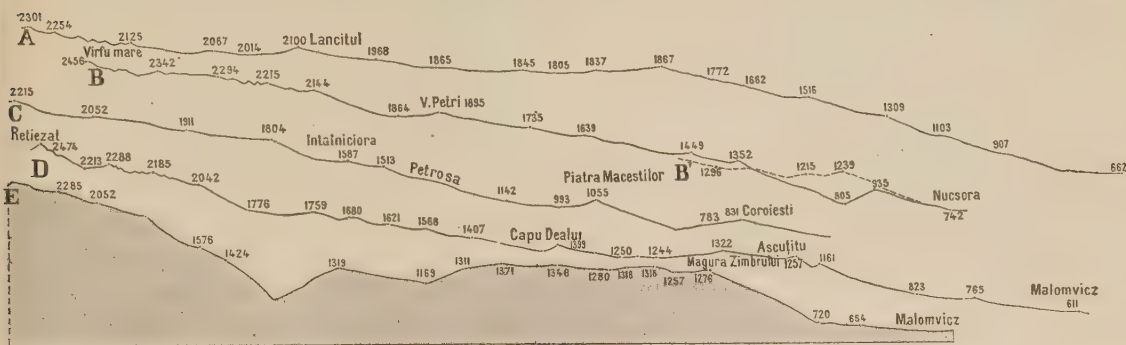


FIG. 44. — Profils des crêtes du Retezat, montrant la continuité de la plate-forme Riu Ses tranchée par un abrupt correspondant à une distorsion tertiaire. — Echelle unique : 1/100.000.

plate-forme Riu Ses. L'exemple n'est pas unique dans le centre du massif banatique. Le Boresco et le Tzarcu offrent d'autres cas de vallées herbeuses, à large section transversale, à versants en pente douce brusquement tranchés en aval par des vallées encaissées. Tel est l'Isvoru Branului, entre Scarishora et Gugu, au-dessus de la gorge impraticable par laquelle ses eaux descendent au Lăpuznic.

Entaillée partout ailleurs par les vallées, la plate-forme Riu Ses peut cependant se suivre. Elle forme le couloir déprimé Hideg-Riu mare, qui ne correspond à aucune ligne importante de la tectonique ancienne et ne peut s'expliquer que par l'existence d'une ancienne vallée, déterminée par des ondulations de la couverture mésozoïque emportée par l'érosion pendant la période de formation de la plate-forme de Boresco, — ou par un gauchissement local de cette plate-forme, au moment du soulèvement

qui a rajeuni l'érosion. Rien ne nous permet de choisir entre ces deux hypothèses.

On peut suivre encore la plate-forme Riu Ses tout le long du cours de la Bistra Morului, à des altitudes de 1.200 à 1.500 mètres. Sa formation est ici liée à celle de cette vallée, une des plus anciennes du massif banatique, établie le long d'un synclinal de schistes du groupe supérieur. Elle forme encore entre le Tzarcu et le Munte Micu une sorte de couloir NE.-SW. parallèle à celui du Riu mare-Hideg, et s'épanouissant vers le Sud. Cet épanouissement est encore plus marqué sur la bordure du bassin de Hatzeg, où toute trace de la plate-forme Boresco semble avoir disparu.

La plate-forme Riu Ses au Sud du bassin de Hatzeg. — L'étude de la bordure du bassin de Hatzeg est du plus grand intérêt. La série de profils des crêtes du Retiezat (fig. 44) montre nettement que le plan incliné par lequel la montagne descend vers le Nord présente deux ruptures de pente, l'une entre 1.600 et 1.400 m., l'autre entre 1.200 et 600 m., au contact du massif ancien avec le bassin tertiaire. Des crêtes parallèles sont découpées dans ce plan incliné par des rivières à pente rapide, d'une extrême jeunesse, héritières directes de cours d'eau anciens qui descendaient vers le Nord en suivant la pente des couches. La constance du niveau moyen des crêtes ne peut laisser de doute sur l'existence d'un plateau dans lequel elles ont été découpées. Les irrégularités qu'on peut observer confirment la règle; toutes les dépressions des crêtes sont dues au rapprochement de deux thalwegs. Cet ancien plateau incliné vers le Nord, entre 1.400 et 1.200 m., est la plate-forme Riu Ses. La limite de son extension vers le Sud est donnée par l'abrupt entre 1.600 et 1.400 m., au-dessus duquel on retrouve la plate-forme Boresco; vers le Nord elle est formée par l'abrupt même qui borde la dépression de Hatzeg et semble avoir le caractère d'une dislocation tectonique.

Cet abrupt est un des traits géographiques les plus curieux de la région. Toutes les crêtes découpées dans la plate-forme Riu Ses sont uniformément tranchées par une sorte de plan incliné de 30° à 40°, orienté à peu près exactement Est-Ouest. Il en résulte une série de facettes triangulaires qui se voient nettement de tous les points d'où l'on peut découvrir l'ensemble de la bordure septentrionale du Retiezat, et rappellent singulièrement au premier abord celles qui ont été décrites par Gilbert et Davis comme la trace d'un escarpement de faille¹ (fig. 45).

1. GILBERT (G. K.), *Geographical and Geological Explorations and Surveys west of the one hundredth*



A. — Ravinement des cailloutis pliocènes avec *terra rossa* au-dessus de Ruon.



C. — Relief des grès sénoniens à Brezoin (vallée du Lot).



B. — Plage de Brezoin (vallée du Lot).



D. — Reliefs du liquet de la brèche de Brezoin et du

Dislocation du flanc Nord du Retiezat. — Il paraît difficile d'interpréter autrement ces formes très caractéristiques. L'abrupt ne correspond pas exactement à la pente des couches, quoiqu'il soit de même sens, comme on l'observe à Piatra Macesilor; et, même s'il en était ainsi, cette coïncidence serait sans signification, puisque la plate-forme Riu Ses nivèle les couches prises par la tranche. Il ne peut être considéré comme un escarpement dû à l'érosion continentale, car il devrait alors présenter des saillies, des angles rentrants et des témoins d'érosion. C'est ce qui est le cas pour l'abrupt limitant la plate-forme Boresco et la plate-forme Riu Ses; les sommets s'élevant au-dessus de l'altitude moyenne des crêtes sont des témoins détachés, des promontoires avancés de la plate-forme des hauts sommets. Ici, au contraire, nous avons un abrupt rectiligne.

Est-ce une falaise marine? La hauteur en est trop grande pour qu'on puisse en attribuer la formation à l'abrasion littorale, sans admettre des mouvements de la côte; mais alors, nous cherchons vainement les traces d'une ou plusieurs plates-formes d'abrasion. Les terrasses découpées dans la plaine de Hatzeg et qui viennent buter contre la montagne sont, comme nous le verrons plus loin, recouvertes de diluvium ou de pliocène, et pénètrent dans les vallées creusées dans la plate-forme Riu Ses. Elles sont donc plus récentes que l'abrupt.

Si l'abrupt est la trace d'un plan de faille, on doit en désirer des preuves géologiques, qui fixeraient en même temps son âge. L'existence de mouvements du sol dans le bassin de Hatzeg pendant tout le tertiaire est certaine. Le danien, reposant en discordance sur le cénomanién, est fortement plissé, avec des pentes de 40° à 50° . Le miocène lui-même,

Meridian, vol. III, *Geology*; Washington, 1875, 17-187. — DAVIS (W. M.), *The Mountain Ranges of the Great Basin* (*Bull. Museum of Comp. zoology*, XLII, 1903, p. 129 à 177).



FIG. 45. — *Panorama du bord septentrional du Retiezat, pris du bassin de Hatzeg.*

Montrant les facettes coupant la plate-forme Riu Ses, les terrasses pliocènes et le rôle joué par les massifs calcaires (Piatra Macesilor).

discordant sur le danien érodé, présente des ondulations très nettes (fig. 46). Mais pour prouver la faille bordière, il faudrait trouver des lambeaux de ces formations sur les crêtes mêmes du Retiezat septentrional. Cette constatation n'a pu encore être faite. Il se peut même qu'elle soit impossible dans les circonstances actuelles. En effet, si, comme nous espérons le montrer, la plate-forme des hauts sommets n'est pas plus ancienne que le cénomanien, il est inutile de chercher des traces de ce terrain sur la plate-forme Riu Ses; et si cette dernière plate-forme est miocène, on ne saurait y trouver le danien. Le seul terrain qu'on pourrait espérer rencontrer sur les crêtes du Retiezat septentrional est le miocène; mais l'étroitesse de ces crêtes, due au rapprochement des thalwegs, rend singulièrement hypothétique la conservation de terrains aussi meubles que ceux du miocène (argiles, sables et sablons calcaires). Dans le bassin



FIG. 46. — Coupe de la vallée du Sibisel dans le bassin de Hatzeg.

1, schistes cristallins (gneiss granitique); 2, danien; 3, pliocène, facies à gros blocs (quartzites, gneiss, granite, pegmatites décomposés, conglomérats cénomaniens, brèches calcaires, sable micacé); 4, facies à cailloux calibrés (quartz dominant, schistes cristallins et granites pourris); 5, traces de lignites dans sables; 6, sables à stratification torrentielle; 7, argiles sarmatiennes; 8, quaternaire.

de Hatzeg lui-même les couches miocènes ont souffert une érosion intense et ne sont conservées sur sa bordure méridionale que dans des synclinaux (coupe Ohaba-Sibisel, fig. 46). Elles ont subi d'ailleurs non seulement des plissements, mais des dislocations tabulaires. On en connaît même dans la partie nord du bassin de Hatzeg (Nopcsa **130**, p. 207).

Une dislocation par faille de la bordure Nord du Retiezat est donc vraisemblable, sinon géologiquement prouvée. Cette hypothèse explique à la fois un grand nombre de faits topographiques et géologiques.

Le pliocène de Hatzeg. — M. Nopcsa a décrit, sous le nom de *Plosztina Schotter*, des couches meubles, dépôt torrentiel ravinant le danien et le miocène et recouvert lui-même par le diluvium. Dans la vallée de Ohaba Sibisel, où elles forment une légère ondulation synclinale, on y reconnaît aisément un facies de cailloutis quartzeux assez régulièrement calibrés, avec cordons sableux à stratification entre-croisée, et un facies torrentiel à éléments de très grosse taille confusément entassés. Le

second facies domine de plus en plus au fur et à mesure qu'on approche de la montagne. J'y ai mesuré un bloc de 100 mètres cubes. Il semble qu'on ait affaire aux cônes de déjection de torrents puissants subitement déchainés. Mais la présence de lits argilo-sableux, au milieu des couches à gros blocs, paraît d'autre part assez énigmatique. On y trouve même des traînées de lignite.

Ces couches montent sur la bordure de la montagne, qu'elles ensevelissent en partie jusqu'à plus de 800 mètres. Leur extension est bien marquée sur la carte de Hofmann et Inkey (f. Parosiu). Il est naturel d'y voir l'équivalent des graviers pliocènes de la zone subkarpatique d'Olténie. Nous avons ici le même enfouissement du bord de la montagne sous des cônes de déjection. Mais il semble que le régime des cours d'eau ait été encore plus torrentiel. La cause en est évidente : c'est un soulèvement du massif montagneux accompagné d'une faille sur son bord septentrional. La dénivellation, plus brusque que sur le bord des monts du Valcan, où nous ne trouverons trace que d'un gauchissement, a amené un ravinement plus intense et plus rapide. Ainsi s'explique la multitude des vallées parallèles qui découpent en crêtes étroites la plate-forme Riu Ses. Les terrains miocènes, qui existaient jadis sur cette plate-forme, ont été vite enlevés, et les lits argilo-sableux, avec trace de lignites, dont la présence est bien difficile à expliquer au milieu des énormes blocs pliocènes, et qui leur donnent une fausse apparence de moraines, ne sont autre chose que le résultat du lessivage des argiles sarmatiennes emportées et déposées pêle-mêle avec les cailloutis cristallins par les crues torrentielles.

L'accumulation rapide sur le bord de la montagne a contribué à protéger les facettes, sans doute assez attaquées en bien des points, mais encore très reconnaissables dans l'ensemble. Il est évident que les couches détritiques pliocènes ont dû être jadis beaucoup plus étendues. Elles devaient former un plan incliné descendant vers le Nord et ensevelissaient le bord du Retiezat jusqu'à 900 mètres. Cette altitude n'est que légèrement supérieure à celle des traces de terrasses qu'on remarque au-dessous de la plate-forme Riu Ses dans la basse vallée du Riu mare, et qui marquent une évolution vers la maturité à l'époque pliocène.

Le bassin de Petrosheni et la terrasse pliocène. — Nous devons beaucoup à l'étude du bassin de Hatzeg et de son contact avec le Retiezat. Les dislocations des couches daniennes et miocènes confirment l'existence de mouvements du sol, inaugurant de nouveaux cycles d'érosion. Le ravi-

nement et la disparition partielle de la plate-forme des hauts sommets paraît par suite très naturelle. L'étude morphologique de l'abrupt qui forme le bord Sud du bassin de Hatzeg et l'étude géologique des graviers pliocènes nous amènent à concevoir un soulèvement récent du massif ancien, limité par une dislocation Est-Ouest. Elles nous font comprendre le ravinement de la plate-forme Riu Ses et la formation d'une terrasse pliocène visible seulement dans une ou deux grandes vallées. Cette terrasse est largement développée sur la bordure méridionale du Retiezat, où s'étale le bassin de Petrosheni.

Lorsqu'on contemple cette dépression du haut des monts du Vâlcân, on est d'abord frappé par sa profondeur. Le modelé des coteaux tertiaires se reconnaît au premier coup d'œil, et il est facile de tracer la limite des



FIG. 47. — *Bassin de Petrosheni et partie orientale du massif du Retiezat vus du Shigleu (monts du Vâlcân).*

T, tertiaire (plate-forme pliocène); D. Brati, etc., plate-forme Riu Ses; 1796, plate-forme Boreasco.

formations miocènes. Ce sont de larges croupes plates, découpées par les rivières affluentes du Jiu. Leur altitude très uniforme avait déjà été reconnue par Hofmann. En faisant abstraction de l'entaille du Jiu et de ses affluents, on reconstruit aisément une plate-forme tangente aux terrasses tertiaires à une altitude moyenne de 1.000 à 1.100 m. Cette altitude est celle des plus hauts lambeaux miocènes sur le flanc N. du Parângu.

La plate-forme du bassin de Petrosheni est-elle l'équivalent de la plate-forme Riu Ses? Nous l'avons d'abord cru, mais l'étude attentive du bord S. du Retiezat ne permet pas de maintenir cette conclusion. C'est du Shigleu qu'on peut le mieux se rendre compte des conditions topographiques (fig. 47). A l'Est du col de Bilugu, la crête principale s'étend avec une régularité frappante jusqu'aux abords de Piatra Zânoga, interrompue seulement à Bilugu et Obârsia. C'est vraisemblablement la continuation de la plate-forme des hauts sommets, avec une pente vers l'Est assez forte pour être attribuée à un gauchissement. La plate-forme tertiaire se

suit aisément, étalée comme une sorte de banquette au pied de ce haut plateau, depuis Uricani jusqu'à Lupeni. Mais entre ces deux niveaux d'érosion, on ne peut manquer d'en remarquer un troisième. C'est une plate-forme très nette, découpée en crêtes à dos plat d'une altitude moyenne de 1.400 à 1.500 mètres. Si l'on songe qu'on la retrouve sur le flanc N. du Retiezat oriental, en continuité parfaite avec la plate-forme du bord S. du bassin de Hatzeg, on sera tenté d'y voir l'équivalent de la plate-forme Riu Ses.

Cette impression se confirme lorsqu'on étudie les hauteurs boisées qui s'étalent au pied de la crête Custura-Papusha, soit d'un sommet plus rapproché des monts du Vâlcan (Prislopü, D. Arcanului), soit en descendant de Papusha à Câmpulluniag. La plate-forme est ici d'une netteté remarquable, et les gorges qui la ravinent n'en font que mieux ressortir les caractères. Le chemin de Câmpulluniag, au débouché de la vallée de Buta, grimpe dessus, abandonnant le fond de la vallée qu'il a suivi depuis les bergeries pour éviter la gorge impraticable sciée par le torrent dans le calcaire tithonique. La forêt y a été défrichée, et des prairies avec granges et fenils y retiennent le bétail dans les premiers mois d'automne. Nous verrons qu'on peut suivre la plate-forme plus loin encore vers l'Ouest.

Si nous avons affaire à la plate-forme Riu Ses, que représente donc le niveau d'érosion marqué par les plus hautes croupes tertiaires ? C'est évidemment la plate-forme pliocène, dont nous avons trouvé des traces dans quelques vallées du Retiezat septentrional, et qui a pu ici se développer par un rapide déblaiement des formations meubles aquitaniennes. Elle s'est étendue de proche en proche jusqu'aux terrains cristallins ; sa limite, en effet, n'est pas marquée par celle du tertiaire. Sur le flanc Sud de la vallée du Jiu, on observe un ressaut de pente très net de tous les contre-forts des monts du Vâlcan. A une altitude correspondant à celle des plus hautes collines tertiaires (900 à 1.000 m.), s'étalent des croupes séparées par des vallées en gorge. Le phénomène est particulièrement net entre Câmpulluniag et Uricani.

La plate-forme pliocène a dû exister dans le bassin de Hatzeg, mais l'immense extension des terrains quaternaires fait supposer que l'érosion postpliocène en a fait disparaître toute trace dans des formations meubles et sans consistance. C'est ce que confirmera une étude plus attentive des épisodes récents de l'histoire du sol dans cette région, quand nous aborderons le problème des vallées transversales (chapitre VIII). Aux environs immédiats de Petrosheeni, nous constatons le même phénomène,

un grand développement de terrasses quaternaires étagées, avec large déblaiement du tertiaire. Mais lorsqu'on remonte le Jiu hongrois vers Banitza et Merishor on voit, pour peu qu'on s'élève au-dessus de la vallée encaissée, se dessiner une sorte de plateau, nivelant uniformément les schistes cristallins et les formations secondaires à une altitude de 850 à 1.000 m. Ce n'est pas une pénéplaine typique comme dans le Mehedintzi central, mais une surface ondulée témoignant d'un modelé de maturité en désaccord avec les formes jeunes des vallées actuelles. Si l'on franchit le seuil insignifiant qui sépare les bassins du Jiu et du Streiu, on retrouve les graviers pliocènes du bassin de Hatzeg formant un dépôt puissant au Sud de Krivadia, et on peut les suivre désormais sans interruption jusqu'à Ohaba. Cette constatation paraît établir nettement l'âge pliocène de la plate-forme que nous avons reconnue dans le bassin de Petrosheni. L'étude des monts du Vâlcân nous permettra de la suivre jusqu'à Baia de Arama et au plateau de Mehedintzi. Elle nous montrera aussi un développement remarquable de la plate-forme Riu Ses.

Les monts du Vâlcân, grand développement de la plate-forme Riu Ses. — Il est regrettable que nous ne possédions pas de cartes topographiques de cette intéressante région. La géologie même n'en a été étudiée qu'aux deux extrémités, à l'Est vers le Jiu et le Vâlcân, à l'Ouest vers la Cerna et l'Oslia. Aucun sommet n'atteint 2.000 m.; les cirques glaciaires manquent, et avec eux les formes alpines; aussi ce groupe montagneux est-il complètement inconnu du touriste. Il mérite cependant l'attention du géographe à bien des égards. Malgré leur altitude, les monts du Vâlcân surprennent par une certaine hardiesse de formes. Vus de la dépression de Târgu Jiu, ils n'offrent pas l'aspect de longues crêtes monotones. Le Shigleu, le Straja, apparaissent de loin comme deux bosses arrondies; les vallées semblent profondes et relativement larges. Lorsqu'on s'engage dans la montagne, on est dérouté par la multiplicité des crêtes. On saisit difficilement une orientation dominante.

Cette apparence morcelée est due à deux causes. La première est l'interférence des effets des anciennes dislocations tectoniques et de l'érosion obéissant à de nouvelles conditions de pente de la surface topographique. Un réseau de vallées Nord-Sud tend à découper la région en crêtes parallèles, comme dans le Retiezat N. Ces crêtes apparaissent nettement du haut du Parângu comme la trace d'un plateau raviné. Mais les plissements anciens ont amené une disposition des affleurements en zones

orientées NE.-SW. : chloritoschistes formant la crête principale, granites pegmatitiques et lambeaux calcaires mésozoïques. L'adaptation à ces conditions géologiques est assez imparfaite encore, mais témoigne cependant d'une évolution avancée. En effet, la plate-forme des hauts sommets a presque entièrement disparu. La plate-forme Riu Ses s'observe le long de toutes les vallées principales, et la plate-forme pliocène pénètre même à l'intérieur de la montagne. C'est là la seconde cause du caractère morcelé de la topographie. L'analyse de ces conditions morphologiques est rendue délicate par l'absence de cartes topographiques à courbes de niveau ; nous avons essayé d'y suppléer par de nombreux dessins panoramiques et des profils levés au baromètre.

C'est dans la vallée de la Bistritza que nous avons d'abord reconnu la

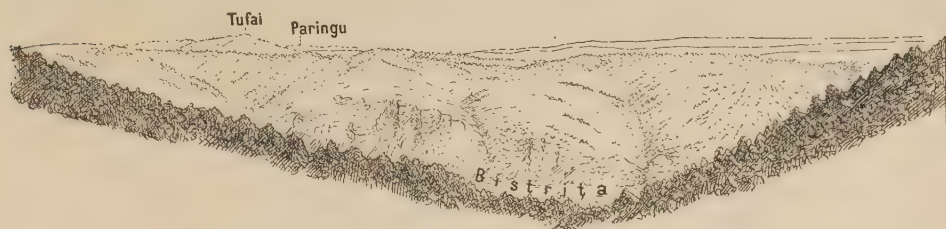


FIG. 48. — La plate-forme Riu Ses sur le bord des monts du Vâlcân, entaillée par la Bistritza.
Vue prise du Plaiu Borostenilor. — Dessin à la chambre claire.

plate-forme Riu Ses du haut de l'Oslia. On peut la suivre tout le long de la vallée, en prenant à Borosteni le chemin de Piatra Borostenilor. L'encaissement de la vallée actuelle dans une surface doucement mamelonnée qui monte régulièrement vers le Nord apparaît dès qu'on s'élève au-dessus de Borosteni par des chemins ravinés (fig. 48). De Padisiu la vue est encore plus frappante (fig. 49, B). La plate-forme nivelant le calcaire et le granite est profondément entaillée par les vallées de Borosteni et Bistritza. De Piatra Borosteni (fig. 49, C), on peut la voir encore s'insinuer entre les massifs calcaires, dont les sommets tabulaires dépassant 1.600 m. représentent probablement les seuls restes de la plate-forme Boresco. Elle est ici même mamelonnée et découpée en crêtes arrondies par une multitude de vallées. En descendant au fond de la vallée de la Bistritza, on la trouve recouverte d'un épais manteau d'arènes granitiques, avec cailloux vaguement roulés d'amphibolites et de quartz. Même si l'on hésite à voir dans ce dépôt des alluvions anciennes plus ou moins décomposées, on ne peut nier qu'il caractérise une région parvenue à la matu-

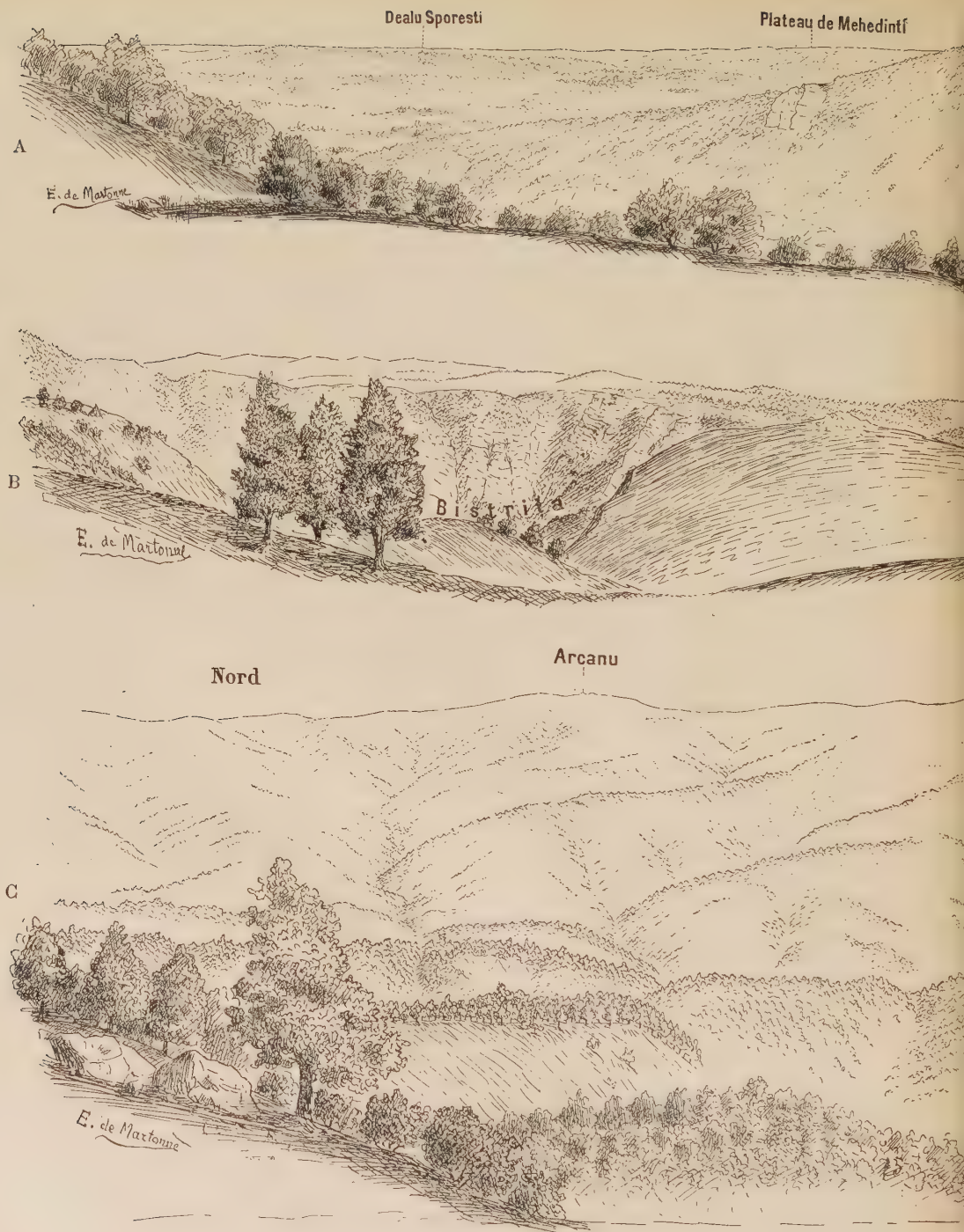
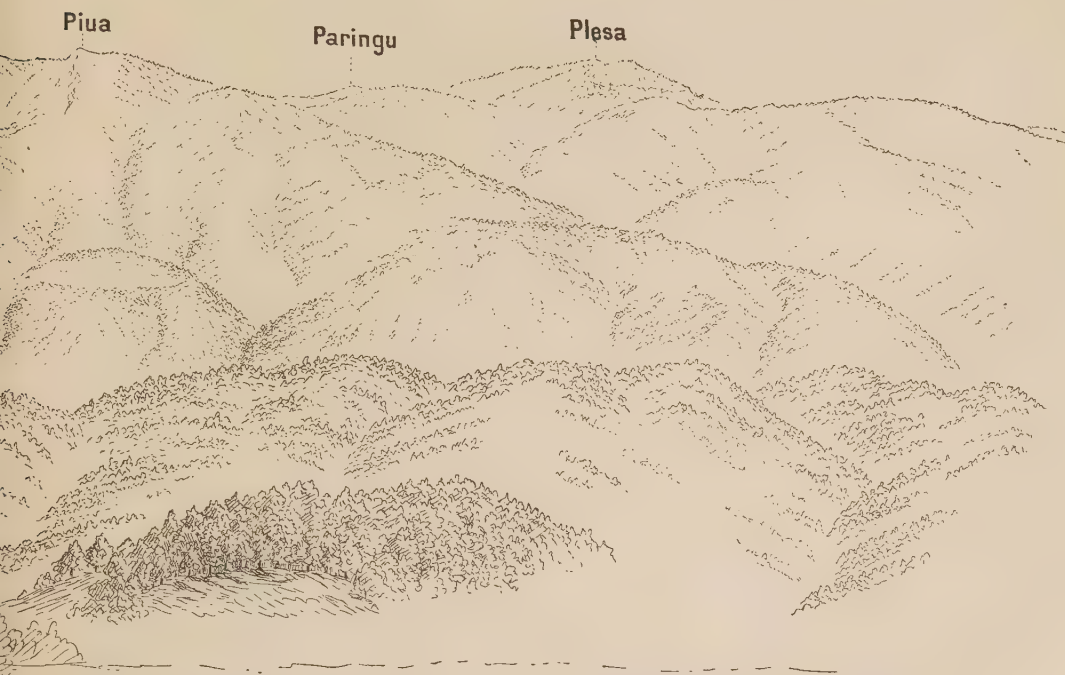
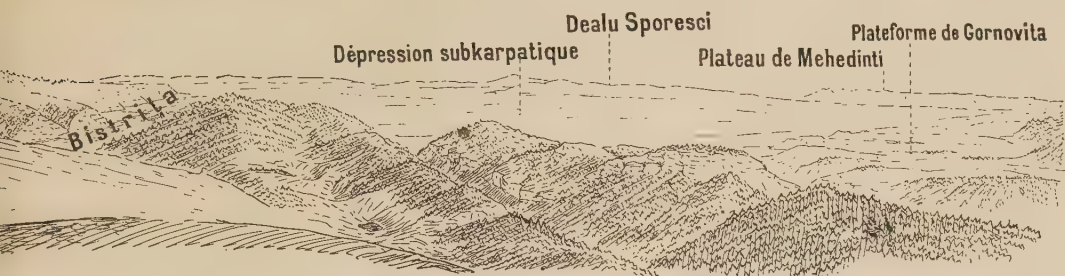
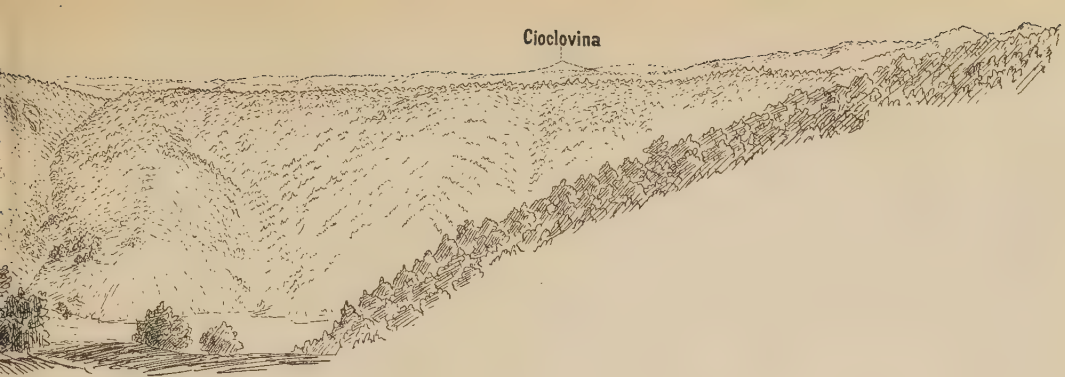


FIG. 49. — Trois panoramas des m
A, au-dessus de Borosteni (même point de vue que la figure 48, vue vers l'Est); B, de Padesiu, vue vers le SW.; C, de Piatra Bo
plateau de Mehedinți; B montre l'encastement des vallées dans la plate-forme Riu Ses et la plate-forme Gornovitza (rangée
de calcaire marquant le commencement du massif de la Bistrița; C montre l'extension de la plate-forme Riu Ses le long de la



can pris du Plaiul Borostenilor.

vers l'E. — Dessins à la chambre claire. — A montre l'extension de la plate-forme Riu Ses, la dépression subkarpatique et le contact du massif calcaire de Gureni, à droite), avec le granite qui forme la grande croupe du milieu, sauf un petit pointement à l'au cœur de la montagne (Plesia, Piua, etc., témoins de la plate-forme des hauts sommets).

rité, soulignant le désaccord de la plate-forme des vallées qui l'entailent.

En remontant à Prislopu et Arcanu, on peut définitivement se convaincre de l'extension de la plate-forme jusqu'aux sources mêmes de la Bistritza. Seuls les escarpements calcaires de Piua et P. Borosteni se détachent de la mer d'arbres qui monte et moutonne sur les flancs de cette belle vallée, où n'a pas encore commencé l'exploitation forestière. Le seul élément de variété de ce tableau est justement la présence de cette haute terrasse, qu'on suit presque jusqu'à la plaine (fig. 50-52, p. 170-172).

Les mêmes aspects se retrouvent de tous les points élevés des monts du Vâlcân (Shigleu, Straja). Partout les vallées principales sont encaissées avec des pentes de 25° à 30° dans une plate-forme faiblement ondulée, qui monte lentement de 700 à 800 mètres jusqu'à 1.400 à 1.200 mètres. La



FIG. 50. — Panorama des monts du Vâlcân pris de Piatra Arcanu, plate-forme Riu Ses le long de la Bistritza.

crête suivie par la route de Schela à Buliga, qui s'élève avec une régularité si frappante jusqu'à 1.200 m., appartient vraisemblablement à cette plate-forme, étalée sur presque tout le bassin du haut Sohodelu, de la Sushitza et du Schela. De même la ligne de partage des eaux actuelle entre Jiu Românesc et Sohodelu, qui s'abaisse entre Arcanu et le Shigleu à 1.200 m., réduite à une longue crête menacée par l'érosion, surtout du côté du versant Sud.

Cette grande extension de la plate-forme Riu Ses nous explique les caractères de la crête principale des monts du Vâlcân. Ce sont de larges croupes couvertes d'un gazon épais, où les *stine* se logent à la limite de la forêt. L'allure de plateau caractéristique du Boresco et des massifs voisins a disparu. Les inégalités du relief sont assez sensibles, quoique la rareté des escarpements, le sol profond et l'absence de ravinements sur ces hauteurs témoignent d'une certaine maturité. Ces crêtes représentent par rapport à la plate-forme Riu Ses ce qu'étaient les crêtes du

Retiezat par rapport à la plate-forme Boresco avant l'épisode glaciaire, qui leur a donné leurs formes déchiquetées, c'est-à-dire des collines témoins d'érosion. On peut se demander s'il y reste quelques traces de la plate-forme des hauts sommets, à part la crête d'Oslia, peut-être Arcanu, les deux Shigleu et Dumitra. Les sommets calcaires tabulaires de Piatra Borosteni, Dealu Piua et Pleshia doivent être vraisemblablement rangés dans la même catégorie. Si ces inductions sont exactes, on voit que la plate-forme des hauts sommets est ici sensiblement plus basse que dans le Retiezat; l'abaissement serait de près de 400 m. Il y aurait ici la trace d'un gauchissement, d'accord avec les mouvements du sol qui ont inauguré le cycle d'érosion responsable de la formation de la plate-forme Riu Ses.

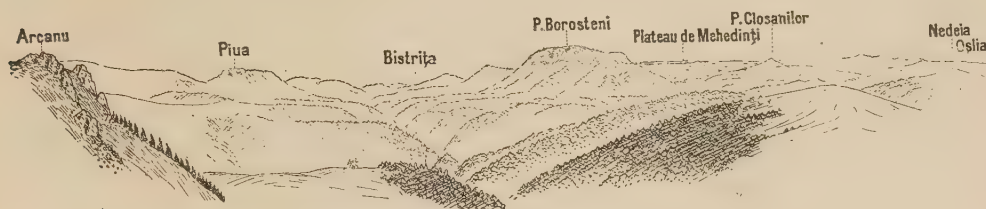


FIG. 51. — *Panorama des mont du Vâlcân pris de Prisloape.*
Extension de la plate-forme Riu Ses dominée par Piua et Piatra Borosteni.

La plate-forme pliocène et son rapport avec la plate-forme Riu Ses. — Les formes de relief reconnues jusqu'à présent dans les monts du Vâlcân sont des sommets arrondis ou tabulaires, représentant les derniers restes de la plate-forme Boresco, — des sommets, cols et croupes arrondies correspondant à la région où le cycle d'érosion postérieur au gauchissement de cette plate-forme est arrivé à peu près à la maturité, — des croupes uniformes représentant les restes d'une véritable plate-forme suivant les vallées principales et s'épanouissant parfois en débordant de l'une à l'autre (plate-forme Riu Ses), — des vallées encaissées dans cette plate-forme, dues au cycle d'érosion inauguré par les mouvements du sol postmiocènes. Il serait assez étonnant qu'aucune trace n'existât de la plate-forme pliocène.

La vue prise de Piatra Borosteni (fig. 48) montre l'existence d'une terrasse inférieure à la plate-forme Riu Ses, et dans laquelle la vallée actuelle est entaillée avec des versants dépassant 30°. Semblant s'effacer dans l'étranglement entre Dealu Piua et les premiers contreforts de Piatra

Borosteni, elle reparait au débouché de la Bistritza. Mais c'est à l'Ouest vers Gornovitza, et à l'Est vers Runcu, qu'elle est le mieux marquée et que nous l'avons reconnue dès les débuts de notre étude de la zone subkarpatique. A Schela, on la voit pénétrer dans la vallée avec ses cail-loutis anciens jusqu'à des hauteurs de plus de 600 mètres. Mais c'est dans la vallée du Jiu qu'on peut le mieux en observer le développement, ainsi que nous le verrons quand nous aborderons le problème de la formation des percées transversales du Jiu et de l'Oltu.

La grande extension de la plate-forme pliocène ou de Gornovitza semble au premier abord masquer celle de la plate-forme Riu Ses sur le bord des monts du Vâlcan, et l'on peut hésiter sur l'attribution à l'une ou à l'autre de certaines formes topographiques. Le point de vue que nous



Fig. 52. — Vue prise du col entre les deux Shigleu.

Extension de la plate-forme Riu Ses le long du Sohodelu, traces de la plate-forme Riu Ses.

avons déjà signalé du haut de Dealu Sporesci permet d'éclaircir la question. Comme un véritable plan en relief délicatement modelé, toute la bordure des monts du Vâlcan se déroule aux yeux de l'observateur (V. fig. 9, p. 75). On distingue nettement, au-dessus de la terrasse de Gornovitza à Isvârna, une série de hautes croupes qui en sont séparées par un abrupt de 200 à 300 m., et dont l'altitude moyenne (700 m.) correspond à peu près à celle des points les plus hauts de la partie E. du plateau de Mehedinzi. Ces hauteurs, dont le modelé a les caractères de la maturité, sont ravinées par des vallées qu'on voit déboucher à la surface de la plate-forme pliocène, où elles semblent se perdre. A l'issue des gorges de la Bistritza, c'est cette haute plate-forme qui frappe au premier coup d'œil; la plate-forme pliocène semble s'effacer. On la suit jusqu'à Runcu, où elle s'engage dans la vallée du Sohodelu sous le Dealu Tufai. Si cette plate-forme correspond à celle du Mehedinzi E., son âge miocène ne peut plus faire de doute.

A la vérité, le développement de la plate-forme de Gornovitza nous empêche d'apprécier exactement ses rapports avec les conglomérats miocènes, qui continuent à former une frange le long du bord de la montagne. Nous ne pouvons les voir, comme à Dălbocitza, s'étendre transgressivement sur la pénéplaine. Mais il devait en être ainsi avant l'érosion pontienne. Nous avons même des indices de l'ancienne extension du miocène dans les vallées à l'intérieur de la montagne. Les cailloux de quartz roulés, bien calibrés, tous également arrondis et patinés de rouge, qu'on rencontre à 600 m., sur la haute terrasse de Runcu, ressemblent à ceux qui sont plus bas, emballés dans les couches en place du conglomérat. Ils proviennent de la décomposition des couches miocènes, jadis situées en amont, et dont les débris ont été charriés par les cours d'eau de l'âge de Gornovitza. On remarquera qu'on les trouve justement à l'endroit où la terrasse est le plus élevée et semble avoir formé jadis un partage des eaux. C'est dans une situation analogue qu'on observe les mêmes cailloutis de quartz au-dessus de Schela, sur une sorte de terrasse calcaire intermédiaire entre la plate-forme pliocène et les crêtes montant à Buliga, qui représentent le stade Riu Ses.

Gauchissement de la plate-forme Riu Ses. — Nous voici déjà arrivés à des résultats singulièrement plus précis qu'on ne pouvait l'espérer en l'absence de cartes topographiques, pour une partie de notre région, et vu la nouveauté des hypothèses, que nous essayons d'étayer sur des observations géographiques et géologiques. La plate-forme pliocène n'est autre que la plate-forme Gornovitza. La plate-forme Riu Ses est miocène et identique à celle du Mehedintzi oriental. Elle s'étale largement dans les monts du Vâlcan le long des grandes vallées, jusqu'à la ligne de partage des eaux, et sur la bordure méridionale. Pourquoi est-elle relativement aussi bien conservée, alors qu'elle a disparu dans le Mehedintzi central? Nous pouvons conjecturer que les mouvements du sol ont été moins intenses. On sait combien disloqués sont les bassins miocènes du Mehedintzi central. Les couches miocènes bordant les monts du Vâlcan n'ont subi qu'un ploïement dissymétrique au moment de la formation de la dépression subkarpatique. Dans le bassin de Petrosheni lui-même, les couches sont plissées, mais assez régulièrement. L'étude géologique détaillée qui en a été faite par Hofmann n'a pas révélé de failles importantes. L'allure du bassin est celle d'un synclinal, plus aigu dans la partie occidentale où le bassin est plus resserré, plus plat dans la partie

orientale où il s'étale davantage. Les couches, plongeant de 35° à 50° sur les bords, deviennent au milieu presque horizontales. L'exploitation des lignites se fait sans difficulté, les couches se suivant régulièrement sans cran d'arrêt; la coupe donnée par M. J. Andreics des exploitations de la Compagnie minière de Petroszeni frappe par sa régularité¹. Ainsi le seul bassin intérieur miocène que nous connaissons bien se montre plissé, sous l'influence d'une striction qui n'implique pas des dislocations importantes, et peut s'expliquer par un soulèvement régulier du massif ancien encaissant. La montée vers le Nord de la plate-forme Riu Ses, de 700 à 1.200 m., est trop forte pour être la pente originelle des thalwegs et doit être attribuée à un gauchissement. Au nord du bassin de

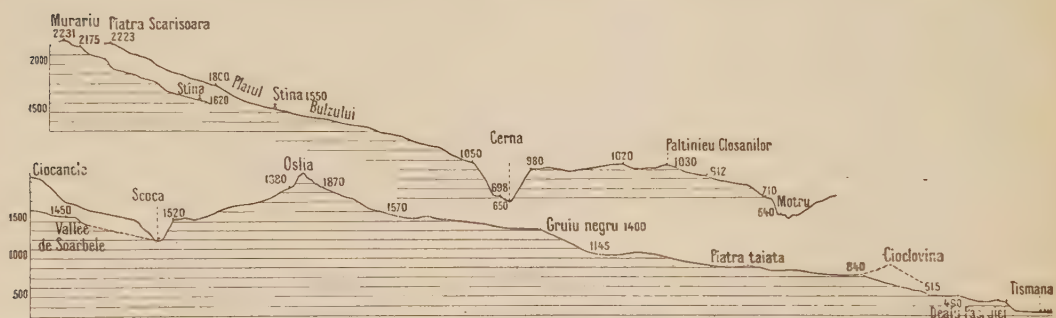


FIG. 53. — *Profils des crêtes des monts du Vâlcan*, échelle 1/200.000 (altitudes déterminées barométriquement), montrant la continuité de pente et le gauchissement de la plate-forme Riu Ses.

Petroszeni, la plate-forme se retrouve à 1.400 m. On peut admettre ici une rupture de pente qui expliquerait l'allure dissymétrique du synclinal miocène à Urikani. L'altitude reste à peu près la même dans le Retiezat septentrional, où la plate-forme est tranchée par la dislocation pliocène du bassin de Hatzeg. Dans la partie occidentale des monts du Vâlcan, la plate-forme Riu Ses est merveilleusement développée et s'étend sur presque tout le bassin du Motru. C'est là qu'on peut le mieux saisir le gauchissement régulier. En partant de Tismana pour gagner l'Oslia, on suit, après la première ascension sur les pentes abruptes qui dominent la dépression subkarpatique, une longue et fastidieuse route, qui monte insensiblement en suivant des crêtes boisées jusqu'à 1.600 m. au Dealu Boului. Vue du haut de Piatra Cloșaniilor, toute cette partie de la mon-

1. Die Zsylvater Gruben (Osterr. Zeitsch. f. Berg und Huttenwesen, 1906), coupe p. 7.

tagne apparaît comme le plateau le plus régulier, descendant en pente douce vers le Sud-Est, mais raviné par des vallées profondes (fig. 39, C, p. 153). C'est le même plateau qui forme le soubassement de Piatra Closhanilor. Cette hardie cime calcaire est un *cornet* miocène, analogue à ceux du plateau de Mehedintzi, qui sont dus au cycle pliocène. Le raccord entre les deux plateaux, sur lequel nous avons longtemps hésité, avant d'avoir reconnu l'identité de la plate-forme du Mehedintzi central, n'est pas possible. Même en faisant abstraction du golfe de la dépression subkarpatique et du déblaiement quaternaire, il reste un abrupt de plus de 200 mètres entre la plate-forme pliocène du Mehedintzi central et la plate-forme miocène qui s'étend au pied de Piatra Closhanilor. Du haut du plateau de Ponoare, on peut reconnaître nettement ces faits (fig. 54).



FIG. 54. — Panorama pris du plateau de Ponoare, vers le Nord-Ouest.

Montrant la lente montée vers le nord-ouest de la plate-forme Riu Ses jusqu'à la Cerna. Piatra Closhanilor la domine, de même qu'Osia.

On voit aussi la lente et régulière montée de la plate-forme Riu Ses, de 500 m. près de Baia, à 1.000 m. au bord de la vallée de la Cerna. L'entaille profonde de cette vallée se devine à peine, et l'on reconnaît aisément derrière la continuation de la même surface dans les croupes qui forment les contreforts orientaux de la crête déchiquetée du Godeanu et dans le plateau du Riu Ses.

Monts de la Cerna. — Ces constatations nous permettent d'aborder l'étude singulièrement plus délicate des monts de la Cerna, région plus morcelée encore que les monts du Vâlcan. L'érosion y a été plus profonde et plus diversifiée dans ses effets, grâce à une constitution géologique plus complexe. Si l'hypothèse du charriage permet d'interpréter la technique, des dislocations verticales postérieures doivent être invoquées pour expliquer la structure du fossé de la Cerna (V. carte géologique, fig. 31). Ces dislocations ont contribué à nuancer d'épisodes divers les cycles d'érosion successifs.

Sans entrer dans tous les détails, insuffisamment éclaircis d'ailleurs, notons les traits d'ensemble de la région : la plate-forme des hauts sommets a disparu plus complètement encore que dans les monts du Vâlcan. Les dernières traces certaines s'en observent dans la chaîne du Godeanu. Les sommets isolés en forme de dômes ou de pitons arrondis qui dominent les crêtes entre Cerna et Mehadika en sont-ils des témoins ? C'est ce qu'il est difficile d'affirmer (Dobrivir, 1.934 m. ; Boldoveniu, 1.801 m. ; Vlasca, 1.735 m., etc.). La plate-forme Riu Ses s'est étendue sur toute la région, mais elle a déjà singulièrement souffert de l'érosion. Disloquée dans le Mehedintzi central, elle se retrouve à une hauteur de 1.100 à 1.300 mètres, dans les sommets calcaires qui bordent la rive gauche de la Cerna (Ielenitza, Lunca Camena, Grabanacu, etc.) et s'étalent entre Cerna et Mehadika. Elle semble s'abaisser vers le Sud, mais l'érosion intense qu'elle a subie vers la jonction de la Mehadika et de la Cerna, de même qu'au débouché de cette dernière rivière dans le Danube, rend difficile une conclusion nette à ce sujet.

Il semble en réalité que la plate-forme pliocène ait pris ici un grand développement. Elle pénètre même dans le couloir étranglé de la haute Cerna au-dessus d'Herculesbad. Malgré le ravinement furieux, on distingue en effet du haut d'un point élevé une série de plates-formes calcaires, assez bien indiquées par la carte (feuille Mehadia), dont l'altitude monte rapidement vers l'amont. C'est dans cette ancienne vallée que l'encaissement de la Cerna est le plus marqué. Les versants y atteignent des pentes de haute montagne, avec des escarpements presque verticaux. La vallée pliocène de la haute Cerna était déjà elle-même assez encaissée. Au contraire, la plate-forme s'étale largement le long de la basse Cerna et de la Mehadika. Il y a là comme une dépression correspondant à une ancienne vallée maîtresse, et se continuant au N. jusqu'à Caransebes. La ligne de partage des eaux entre Temes et Cerna est formée par un plateau cristallin nivelé à une altitude de 400 m. environ, dont la topographie rappelle d'une façon frappante celle du Mehedintzi central. Vu de la voie ferrée, après le passage de la *Porta Orientalis*, il barre l'horizon comme une muraille rectiligne. C'est là que la plate-forme pliocène est le mieux conservée. Dans la basse Cerna, l'érosion quaternaire, profitant de l'extension des formations meubles, avait, même avant la formation des Portes de Fer, creusé à un niveau inférieur une vallée dont nous avons trouvé la trace dans la terrasse de Bahna-Orsova. Depuis, la vallée s'est encore approfondie, et, suivant toutes les vicissitudes du

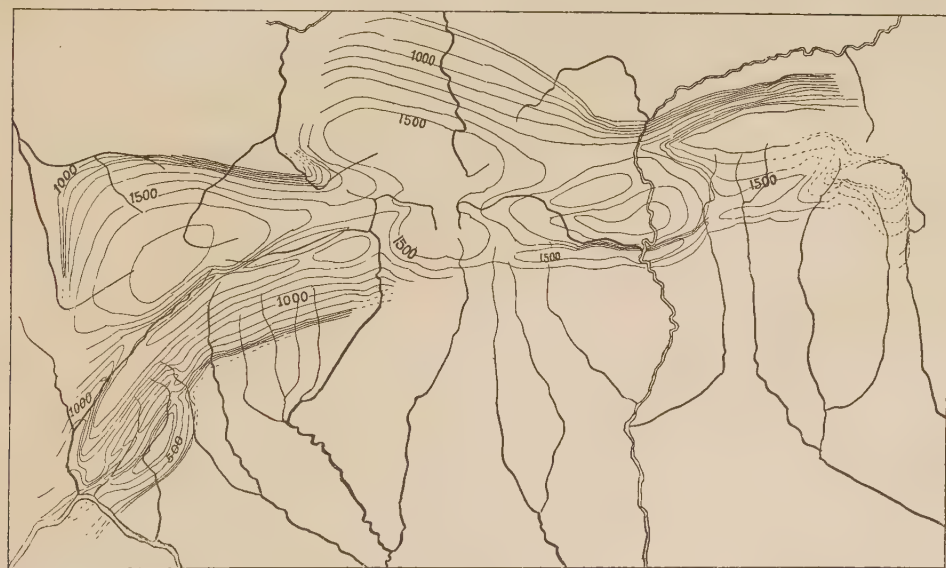
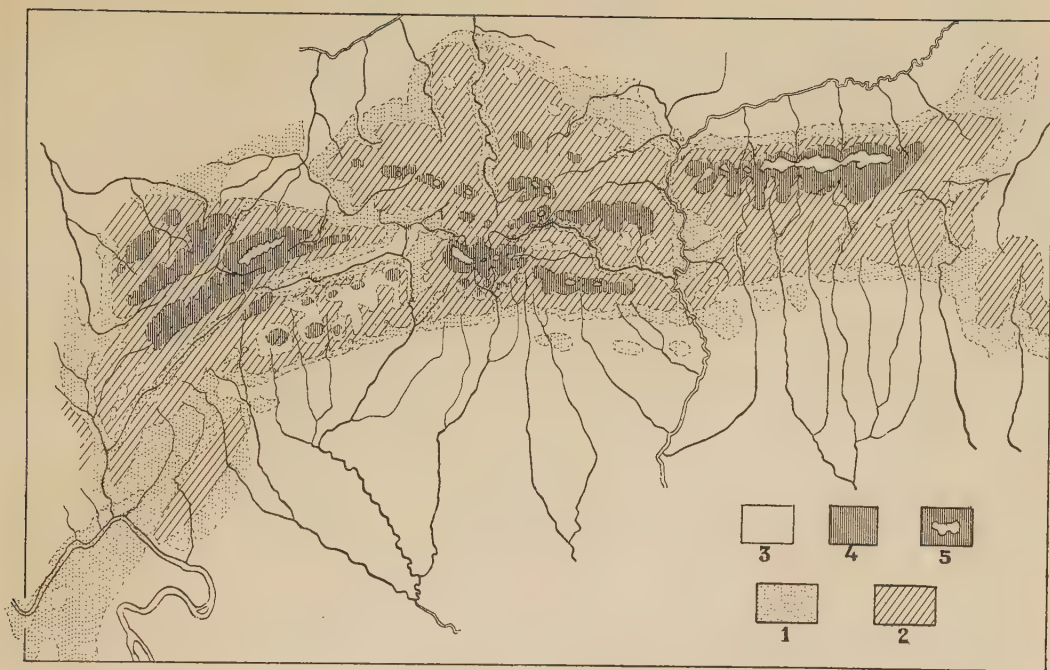


FIG. 55-56. — *Extension des niveaux d'érosion et déformation de la plate-forme Riu Ses.*

1, plate-forme pliocène ou de Governitza; 2, plate-forme Riu Ses; 3, régions où l'érosion a fait disparaître la plate-forme Boreasco sans que le modelé ait été poussé jusqu'à la maturité pendant le stade Riu Ses; 4, plate-forme Boreasco; 5, témoins anciens d'érosion au-dessus de la plate-forme Boreasco.

Danube, la Cerna a formé une série de terrasses de 30 et 70 m., merveilleusement développées, entre Isalnica et Topletz.

La dépression de Caransebes est due au rapide déblaiement des formations meubles tertiaires nivelées dans le cycle d'érosion pliocène au même niveau que le plateau cristallin de la *Porta Orientalis*. Ces formations sont sensiblement plissées et même affectées de failles moins importantes que celles des bassins miocènes du plateau de Mehedintzi, mais assez répétées pour attester l'existence de mouvements verticaux post-miocènes. C'est donc au pliocène qu'il faut attribuer la plate-forme encore assez marquée dans la topographie, qui suit le bord oriental de la dépression de Caransebes entaillée profondément dans les vallées actuelles et venant buter contre la montagne, comme on peut nettement l'observer, soit en suivant la vallée du Temes, soit en montant vers le Tzarcu, à Borlova. Le niveau moyen de cette plate-forme correspond à celui du plateau cristallin de la *Porta Orientalis*.

Conclusions sur le massif banatique. — Quels sont les résultats généraux de l'analyse du massif banatique? L'existence des trois cycles d'érosion postérieurement aux grandes dislocations secondaires paraît établie incontestablement. Le rajeunissement du relief, après une évolution plus ou moins prononcée vers la maturité, paraît avoir été déterminé chaque fois par des mouvements d'ensemble du massif ancien, qui avait épuisé tous les procédés d'accommodation aux efforts de striction. Ces mouvements ont amené un gauchissement de la surface topographique, se résolvant en failles ou flexures le long de certaines lignes de moindre résistance. Les couches tertiaires ont été violemment froissées dans le Mehedintzi central, plissées régulièrement dans le bassin de Petrosheni et la région Caransebes, simplement ondulées dans le Mehedintzi oriental et sur la bordure Sud des monts du Vâlcân. Ces faits sont établis d'une manière particulièrement nette pour la plate-forme Riu Ses, dont l'âge est également fixé (miocène). Les figures 55-56 montrent l'extension et les déformations de cette surface topographique, que nous avons pu suivre dans toute l'étendue du massif banatique.

La plate-forme pliocène, qui n'est autre que notre plate-forme de Gornovitza, ne paraît pas avoir été soumise à des mouvements aussi importants. Son altitude est assez constante : 400 mètres dans la région subkarpatique, 500 dans le Mehedintzi central, 400 à 800 dans les monts de la Cerna. Seule la région de Petrosheni fait exception (900 à 1.100 m.).

Nous pouvons dès à présent noter ici une des causes de l'histoire paradoxale du Jiu.

La plate-forme des hauts sommets est la plus ancienne. C'est aussi la moins bien conservée. Nous ne pouvons dire que peu de chose sur ses déformations, car nous ne sommes pas sûrs d'en connaître tous les lambeaux formant des témoins d'érosion au-dessus de la plate-forme Riu Ses. Fixer son âge exact nous est aussi difficile. Elle n'est certainement pas tertiaire, comme je l'ai d'abord cru. Sa formation peut remonter au crétacé supérieur. L'énorme ablation qu'elle suppose a commencé pendant le dépôt des couches détritiques du flysch, dont il faut bien géologiquement trouver l'origine. L'existence d'une période d'érosion continentale à la fin du secondaire nous est d'ailleurs attestée par la grande étendue des couches du danien de Hatzeg, qui se sont déposées dans un lac aux bords couverts d'une riche végétation et peuplés de dinosaures.

La conservation même partielle d'une plate-forme aussi ancienne peut paraître singulière. Mais ce n'est qu'au centre du massif banatique qu'on en connaît des traces assez étendues (plate-forme du Boresco, Tzarcu, Retiezat). En outre, l'évolution des mers tertiaires nous montre cette région constamment à l'état d'île ou de presqu'île. Aucun grand bassin fluvial n'a donc pu s'y former, et l'érosion n'a pu y faire sentir partout son œuvre, arrêtée d'ailleurs à plusieurs reprises dans son action par des mouvements du sol.

CHAPITRE VII

LE MASSIF TRANSYLVAIN

Complexité et difficulté de l'étude du massif transylvain. — L'examen détaillé du massif banatique à la lumière de la théorie des trois cycles d'érosion nous a permis d'expliquer les traits les plus caractéristiques du relief des différents groupes montagneux et de préciser la théorie elle-même, en fixant l'âge et les conditions des cycles d'érosion les plus récents. L'étude du massif transylvain suivant les mêmes principes semble singulièrement plus délicate, mais promet des résultats plus intéressants encore.

Nous n'avons rencontré jusqu'à présent à l'intérieur du massif ancien que des bassins néogènes. Le massif transylvain nous montre le flysch tertiaire et même crétacé formant un bassin étendu au milieu des plus hautes chaînes cristallines (Brezoiu-Titesci). Autour du Cozia, il semble associé aux mouvements du massif ancien. A l'est des monts de Fogarash il envahit et noie progressivement tout. D'une manière générale, le massif transylvain est plus morcelé, moins compact que le massif banatique. Nulle part on n'y trouve une soudure aussi complète de tous les groupes montagneux que dans la région Tzarcu, Retiezat, Godeanu, où la plateforme Boresco s'étend sur tous les hauts sommets. Cette constatation seule fait supposer une histoire plus compliquée des mouvements du sol, plus amples et peut-être un peu différents de ceux que nous avons reconnus jusqu'à présent.

Malheureusement, les documents topographiques et géologiques sont ici encore plus insuffisants que dans le massif banatique. La portion des Karpates située en territoire roumain est plus étendue. La vallée de

l'Oltu y a seule été levée avec quelque précision par les topographes autrichiens et est assez bien représentée sur la vieille feuille Căineni au 1/75.000 (actuellement hors du commerce). L'état-major roumain a commencé le levé du massif du Iezeru, mais n'en a encore rien publié. Nous ne possédons aucune carte géologique détaillée comme celle du Retiezat et de Petroszeni de Inkey et Hofmann, à part les levés de certains coins du Paringu dus à M. Murgoci. Notre connaissance personnelle du massif transylvain est d'ailleurs assez inégale. Certaines parties ont été étudiées avant que nous eussions reconnu l'existence des trois cycles d'érosion, et des faits importants ont pu nous échapper. On ne s'étonnera donc pas de trouver quelquefois moins de fermeté dans nos conclusions.

Extension de la plate-forme Boresco dans le Paringu. — Nous commencerons par l'étude du groupe du Paringu, qui est la partie la mieux connue de tout le massif transylvain au point de vue topographique et géologique. Plusieurs cirques y ont été topographiés au 1/10.000; tout le haut massif a été levé au 1/25.000 et reproduit en relief (98). M. Murgoci a publié des cartes géologiques au 1/200.000, 1/50.000 et même 1/25.000 de différentes parties.

Le point culminant du Paringu serait aussi celui de toutes les Karpates méridionales, si le Negoiu ne le dépassait de quelques mètres (Mândra, 2.529 m.; Negoiu, 2.545 m.). Malgré cette altitude, l'ensemble du Paringu a bien l'allure lourde commune aux massifs karpatiques. Ce n'est que de Petroszeni qu'il apparaît avec une allure plus fière, la crête étroite qui s'étend de Mândra au Virfu Paringu se profilant de face. Aussi s'explique-t-on que le Virfu Paringu ait passé longtemps pour le point culminant et donné son nom au massif. De partout ailleurs, c'est sous la forme d'une bosse arrondie faisant saillie au-dessus de crêtes uniformes que se dessine la silhouette du Paringu. Il faut s'approcher de très près pour voir se dessiner les escarpements des cirques et les crêtes étroites qui les séparent. Encore cet aspect est-il limité au versant Nord.

Nous avons noté depuis longtemps ces caractères du haut Paringu (82, 83, 89), en les attribuant à la nature des roches cristallines, jusqu'au moment où l'étude du massif banatique nous a appris à connaître l'individualité de la plate-forme des hauts sommets. La même plate-forme qui nivelle toutes les formations géologiques au Tzarcu, au Boresco, au Retiezat, s'étend aussi sur tout le Paringu oriental, nivelant indifféremment le granite et le gneiss de Iezeru et Mohoru, les roches vertes avec

serpentine et cipolins de Urda, Cărbunele et Muntinu. Comme au Boreasco, c'est une surface mollement ondulée, couverte de prairies alpines, avec un sol profond, tourbeux même dans les dépressions, ainsi que l'indique le nom de Cărbunele. Au fond du cirque de Ieseru, un ravinement récent entaille de 30 mètres une sorte d'arène granitique parsemée de blocs, qui doit former presque tout le col entre Ieseru et Mohoru.

Dans le Paringu occidental, la plate-forme est moins nette pour deux raisons. Le développement plus grand des cirques glaciaires dans la région des sources du Jietzu a fait disparaître les traits de la topographie ancienne, en réduisant les crêtes séparant chaque cirque à l'état d'arêtes vives. Mais, même en faisant abstraction de cet épisode tout récent, la plate-forme des hauts sommets paraît n'avoir pas existé. Les points culminants du Paringu, ont été, comme le haut Retiezat, des témoins respectés par l'érosion et dominant de 300 à 400 mètres la plate-forme Boreasco, avec l'aspect de collines arrondies. Sur le versant Sud, où les cirques glaciaires sont peu développés, on peut encore nettement observer les formes originelles. On arrive au sommet de Mândra par une pente continue se raccordant avec la plate-forme de Prislope-Muncelu-Tartareu.

Plates-formes de Riu Ses et Gornovitza. — En somme, l'extension de la plate-forme Boreasco est assez limitée dans le Paringu. On ne la trouve bien conservée qu'à l'Est autour de Mohoru. On peut la suivre le long de la crête Papusha Mushătoia jusqu'au col de l'Oltetzu, et le long de la crête de Coasta Benghei presque jusqu'à Petrimanu. Beaucoup plus réduite à l'Ouest, elle a été en outre effacée en grande partie par le développement des cirques glaciaires et par les cycles d'érosion tertiaires.

La montée du relief depuis le fond de la gorge sauvage du Surduc jusqu'aux cimes de Mândra et Cârja se fait comme par un gigantesque escalier à trois marches. La première est formée par un plateau de 1.100 à 1.200 m. dans lequel sont entaillées les gorges presque impraticables des torrents d'Isvoru et Polatiste. La deuxième est une plate-forme de 1.400 à 1.600 m. environ, qui s'étend très loin vers le Sud, formant les sommets calcaires tabulaires de Părete et les crêtes arrondies de Muncelu et Molidvis. La troisième, vers 1.900, 2.000 m., est réduite à quelques croupes s'étendant au pied même des hautes cimes, avec des noms caractéristiques comme Sesul Stoinitz (plaine ou plateau de Stoinitza). Cette troisième marche est la plate-forme Boreasco, la deuxième est la plate-forme Riu Ses, la première est la plate-forme pliocène ou de Gornovitza.

La plate-forme Riu Ses a une grande extension dans le Paringu méridional. La chaussée de Novaci à Papusa en profite pour s'élever presque



FIG. 57. — Carte du Paringu oriental, montrant l'extension de la plate-forme des hauts sommets et la disposition des cirques. — D'après des levés au 1/25.000.

Abréviations. — GE., Geresiu; C. M., Caldarea lui Murgoci; B., Boianu; C. P., Coasta lui Petresti; G. M., Găura Mohorului. — Z. P., Zănoaga Plescoi; C. S. Caldarea Setei.

en pente continue, sans avoir besoin d'autre artifice que de contourner quelques sommets (Cerbu, Corneshu), témoins d'érosion représentant peut-être des restes de la plate-forme des hauts sommets. La jeunesse des profondes vallées du Gilortu, du P. Romanu, du Riu Baia, rend plus frappante la maturité de la topographie sur ces hauteurs, bien que les pro-

grès de l'érosion aient souvent réduit la crête à une sorte de chaussée naturelle menacée des deux côtés par le ravinement. La route Bumbesci-Mândra fait bien voir aussi la plate-forme Riu Ses, dominée par le Molidvisu, déjà assez attaquée pour que certains cols doivent être classés dans les formes de relief relevant du cycle d'érosion pliocène.

Dans les bassins de la Polatistea et du P. Isvoru, l'érosion a été assez intense pour ne laisser subsister de la plate-forme que les parties calcaires (Petrile albe); mais elles subsistent dans le glacis entourant Virfu Paringu, et s'épanouissent largement dans tout le bassin moyen du Jiu Unguresc, formant des crêtes boisées très uniformes de 1.500 à 1.600 mètres d'altitude moyenne. La dernière trace de la plate-forme des hauts sommets dans cette région paraît être la crête Capra-Prasica.

Il semble donc que depuis très longtemps le point culminant soit, ici comme dans le Retiezat, resté le même. Par suite, sont exclus tous mouvements horizontaux du sol. On ne peut admettre que des mouvements verticaux faisant varier les conditions de l'érosion et capables de rajeunir le relief à plusieurs reprises. La dernière trace de l'épisode de ce genre est la plate-forme pliocène très nettement marquée dans le bassin inférieur de Polatistea et Isvoru, grâce à la présence de lambeaux calcaires, et se continuant sur la bordure orientale du bassin de Petrosheni. Elle pénètre le long de la vallée de Jietzu, sous forme d'une ancienne vallée très nette. La gorge de la vallée actuelle représente le premier effort du Jietzu pour s'accommoder au niveau de base local créé par le déblaiement du bassin de Petrosheni dans les formations tertiaires au cours du cycle d'érosion quaternaire. Nous savons déjà que la plate-forme pliocène existe sur le bord des dépressions subkarpatiques de Novaci et Polovraci, mais il ne nous a pas été possible de la suivre le long des vallées principales.

En résumé, les caractères du Paringu sont en quelque sorte intermédiaires entre ceux des monts du Vâlcân et du Retiezat. La plate-forme Boresco qui existe, plus ou moins modifiée par les influences glaciaires, est dominée par des témoins d'érosion anciens. La plate-forme Riu Ses et la plate-forme Gornovitza entourent les hauts sommets, plus ou moins bien conservés suivant la nature des roches et les conditions d'érosion, mais toujours faciles à séparer des formes dues au cycle d'érosion quaternaire, qui témoignent d'une jeunesse frappante.

Groupes du Surian et du Căndrelu, grande extension de la plate-forme Riu Ses. — Les groupes du Surian et du Căndrelu nous sont

connus par la carte au 1/75.000 (f. Rotenturmpass, Riu Sebes et Mühlbach). Rarement le divorce paraît plus radical entre la tectonique ancienne avec ses plis ESE.-WNW. et le relief actuel formé par des crêtes NE.-SW. ou même N.-S. Il faut faire abstraction des vallées pour retrouver, au-dessus d'une surface assez uniforme dont l'altitude moyenne est de 1.500 mètres une série de sommets voisins de 2.000 mètres qui s'alignent à peu près en deux chaînes dans le sens des plis des micaschistes¹.

Ces hauts sommets, presque tous de forme tabulaire et entaillés souvent de petits cirques sur leur flanc Est, sont les seuls restes de la plate-forme Boresco, ici très réduite (Parva, Surian, Virfu lui Petru, Stefleste, Otiagu, Virfu Mare). Son niveau moyen est de 1.850 à 1.950 m. Les cimes dépassant 2.000 m. paraissent être des témoins d'érosion, comme Mândra du Paringu. En dehors de ces massifs, groupés le long du Lotru, la

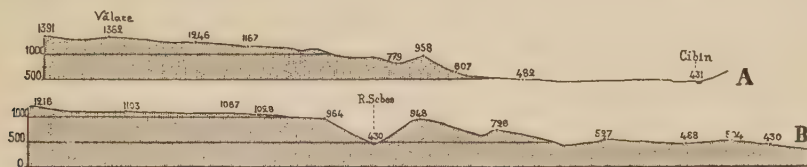


FIG. 58. — Profil du bord Nord des Karpates.

A, près de Hermannstadt; B, près de Mühlbach. — Échelle des longueurs : 1/225.000; des hauteurs : 1/150.000.

plate-forme des hauts sommets semble avoir disparu ou n'avoir laissé que des traces incertaines. La plate-forme Riu Ses, avec ses témoins d'érosion, s'étend sur presque toute la région, couverte d'un superbe manteau de forêts. C'est elle qu'on voit se dessiner nettement, comme une sorte de table, lorsqu'on contemple de loin le groupe du Surian.

En pente douce vers le Nord et le Nord-Ouest, elle descend de 1.600 à 1.000 m. Le contact du massif ancien avec le tertiaire n'est pas marqué par un abrupt, comme dans le bassin de Hatzeg. La pente générale est seulement légèrement exagérée, et les vallées à section large s'encaissent brusquement dès qu'on les remonte jusqu'aux micaschistes. Il faut aller vers le Sud-Est jusqu'à Hermannstadt pour voir le contact se dessiner sous forme d'un abrupt de 300 à 400 mètres. Mais l'allure sinueuse de cet abrupt avec des angles rentrants et des saillies nombreuses montre qu'il s'agit d'un trait du relief avivé par une érosion plus énergique au voisinage de la percée de l'Oltu, et non d'une dislocation, comme dans le

1. C'est en considérant seulement l'alignement de ces sommets que Inkey a pu dire que la tectonique est pleinement d'accord avec le relief (63-64).

bassin de Hatzeg. Les profils (fig. 58) mettent en lumière ces conditions différentes du rebord de la montagne vers Mühlbach et Hermannstadt.

Une étude géologique détaillée de ce rebord serait désirable. Malheureusement le pontien y est à peu près seul représenté, nous cachant le contact du massif ancien avec le miocène. Les conditions sont ici à peu près les mêmes que sur la bordure méridionale des monts du Vâlcan avant la formation des dépressions subkarpatiques. Nous n'avons ni gauchissement accentué du bord du massif ancien, ni tassement du tertiaire, ni formation d'un réseau hydrographique longitudinal au contact, ni mouvements du sol répétés amenant une dissection profonde. Ce n'est qu'aux environs de la percée de l'Oltu, où l'érosion a pénétré plus avant dans le sous-sol, que nous voyons apparaître l'éocène plaqué sur le massif ancien et fortement disloqué à Talmesh-Boitza, et le miocène salifère à Vizakna. Il semble donc que depuis le pontien il n'y ait pas eu de mouvements irréguliers du sol dans toute cette région. C'est ce qui explique la remarquable conservation de la plate-forme Riu Ses.

L'encaissement des vallées suppose cependant un rajeunissement de l'érosion, qui ne peut être dû qu'à une modification de la pente de la pénéplaine par un soulèvement en masse. La pente moyenne du plateau (20 à 50 m. au kilomètre) correspond à celle du thalweg des torrents, et non à celle d'une pénéplaine; le soulèvement paraît donc évident. C'est vers le Nord-Est, dans le bassin du Riu Satului, que la pente est la plus forte; le gauchissement peut avoir contribué à préparer la vallée transversale de l'Oltu. Les profils transversaux du Riu Satului et du Riu Sebes (fig. 59) montrent que c'est dans la section moyenne et inférieure des cours d'eau que l'encaissement est le plus marqué. L'érosion, partant de l'aval, n'a pas encore donné la mesure de ses forces dans le cours supérieur.

En résumé, l'histoire de la région Căndrelu-Surian paraît d'une simplicité relative. C'est dans l'ensemble un grand plateau d'âge miocène, dominé seulement au sud par quelques hauts sommets qui sont des restes de la plate-forme Boresco avec ses témoins d'érosion, et entaillé par des vallées profondes ayant tous les caractères de la jeunesse. Ces vallées, sans rapport avec la tectonique ancienne, suivent la pente générale du sol; aussi peut-on supposer qu'elles se sont établies, au moins dans leur cours inférieur, à la surface des couches miocènes transgressives, que l'érosion a depuis balayées. Le Riu Sebes, avec son cours sinueux et encaissé coupant tous les anticlinaux, a bien l'allure d'une rivière surimposée. Les vallées à tendance longitudinale ne s'observent que dans les parties les

plus élevées de la région, où ont subsisté des témoins d'érosion orientés suivant les lignes de la tectonique ancienne.

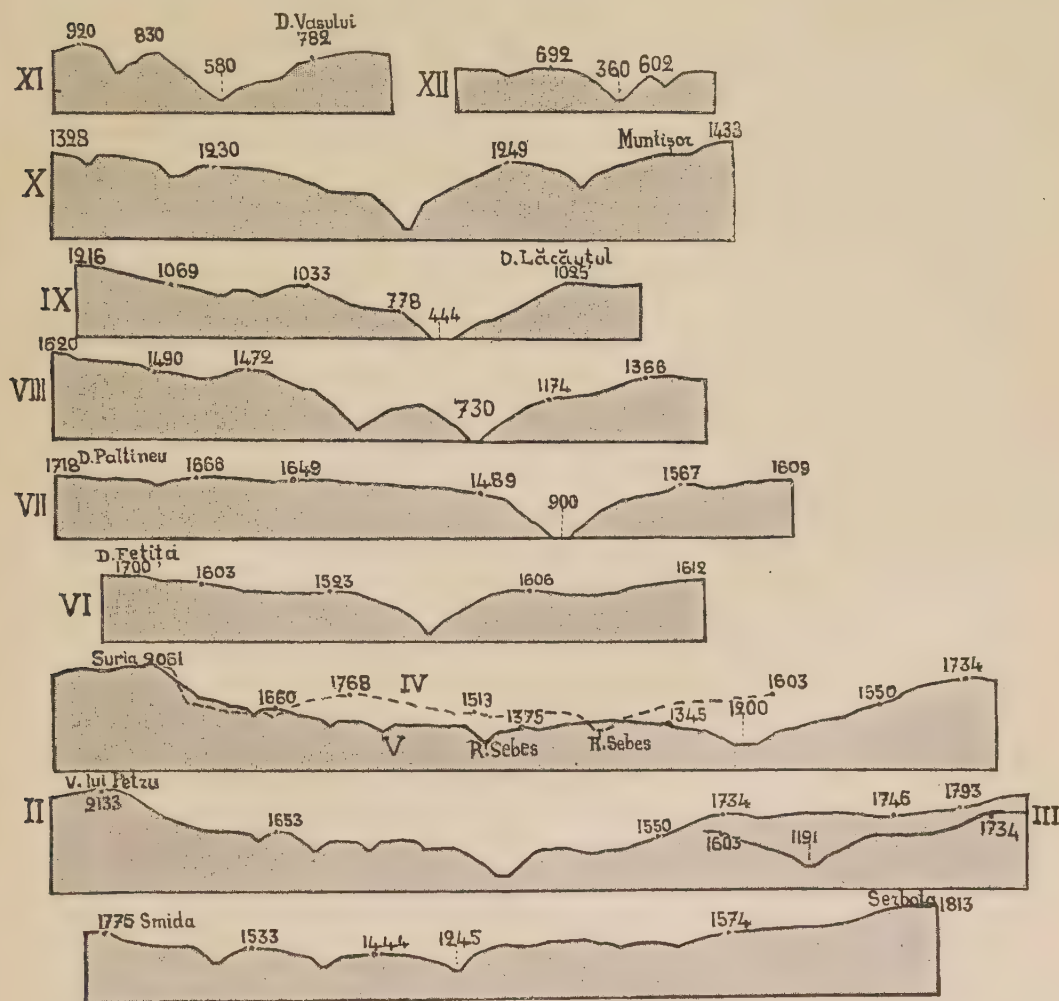


FIG. 59. — Série de profils perpendiculaires aux vallées du Riu Satului et Riu Sebes.
Echelle des longueurs : 1/100.000; des hauteurs : 1/67.500.

Encaissement progressif des vallées vers l'aval (VII, IX, X); plate-forme Riu Ses; traces de plate-forme pliocène; rares restes de la plate-forme des hauts sommets (II, IV, V).

Peut-être des recherches plus détaillées révéleront-elles d'autres épisodes de l'histoire du sol. Il semble que toute trace de la plate-forme

pliocène ne soit pas absente. Dans le bassin supérieur du Riu Sebes on pourrait y rapporter une sorte de plateau s'étendant à une altitude moyenne de 1.000 à 1.200 m., et correspondant à peu près à une série d'éperons rocheux qui se remarquent jusque dans les parties les plus encaissées et les plus sinueuses du cours moyen et inférieur. Il existe aussi à l'Est une sorte de glacis en pente relativement douce, qui borde le massif cristallin à une altitude moyenne de 500 à 700 m.

Les chaînes de Căpățîna. — La région que nous avons désignée sous ce nom diffère profondément des groupes du Surian et du Căndrelu. Les éléments longitudinaux dominent dans le relief, comme si l'empreinte des anciens plissements s'était conservée avec plus de fidélité. Les vallées principales, Lotru, Latoritza, P. Maileasa, sont orientées Est-Ouest, de même que les crêtes qui les séparent. La variété du relief répond à celle de la géologie. Au lieu d'une masse uniforme de micaschistes, plus ou moins injectés de roches éruptives, nous trouvons les deux groupes paléozoïques des schistes cristallins, avec le mésozoïque métamorphique et ses massifs calcaires, qui introduisent dans le paysage un élément pittoresque. Les escarpements blanchâtres du Turcinu, du Repedea, la crête hardie de la chaîne du Stogu, sont des aspects nouveaux. Le relief est dans l'ensemble beaucoup plus morcelé, et, malgré l'absence de tout sommet dépassant notablement 2.200 m., le bassin du Lotru est parmi les parties les plus accidentées des Karpates méridionales.

Il semble au premier abord illusoire de vouloir chercher à appliquer à cette région les principes qui nous ont servi jusqu'ici à l'analyse des formes topographiques, et l'on est tenté d'y voir une chaîne de plissement classique. Notons cependant que l'accord des directions orographiques avec la tectonique n'est pas si réel qu'il semble. Les deux dislocations les plus importantes sont la faille du Stogu et celle reconnue depuis longtemps par M. Murgoci, qui, de Cernadia à Ciunget, prend en écharpe crêtes et vallées principales avec l'orientation NE.-SW.

Si maintenant nous gagnons un point élevé d'où l'on puisse avoir une vue étendue sur l'ensemble de la région, nous serons frappés par l'analogie d'aspect avec les hauts sommets du massif banatique. Vue de la Sulitza (*Pl. panoramas B*), la chaîne principale du Balota semble un haut plateau d'une uniformité frappante. De Fota jusqu'à Orsu, on suit une série de hautes croupes herbeuses, que l'érosion menace des deux côtés, sans réussir à modifier leur topographie molle et indécise. Ces caractères

sont ceux de la plate-forme Boresco. Les inégalités du relief sont assez notables pour qu'on doive admettre l'existence de témoins d'érosion (Orsu, Balota), dominant de 100 à 200 m. le niveau moyen de 1.900 m., et des modifications partielles dues aux cycles d'érosion postérieurs. Il est cependant impossible d'hésiter sur le désaccord manifeste entre la maturité de forme des hauteurs et la jeunesse des vallées. Les crêtes en partie calcaires de Tirnovu, Turcinu, Repedea, prêtent à des remarques semblables. Malgré le rapprochement des thalwegs, elles ne sont pas généralement à vif, mais ce sont des dos arrondis, à un niveau très inférieur il est vrai, mais avec des inégalités qui paraissent exclure la conservation de la plate-forme des hauts sommets. A part la chaîne principale et les contreforts de la crête S du Căndrelu (Robu, Galben, etc.), il semble que la plate-forme Boresco ne puisse être retrouvée, soit à cause d'un gauchissement, soit à cause d'une érosion plus ou moins complète.

L'étude de la vallée longitudinale du Lotru, rendue possible par les feuilles au 1/75.000 Petrosheeni et Căineni, révèle des faits importants. La gorge presque impraticable suivie par le fleuve est encaissée dans une ancienne vallée très nette qui forme une sorte de large plate-forme montant vers l'Ouest de 1.400 à 1.550 m., pour s'épanouir sur le bord septentrional du Paringu, où nous reconnaissons la plate-forme Riu Ses à Timpa. Mais si l'on descend dans la gorge, on constate l'existence d'une terrasse plus basse, dans laquelle l'encaissement est plus étroit encore qu'on ne pouvait le soupçonner d'en haut. Cette terrasse se suit depuis Vidra, formant des fragments de plate-forme à 200, 300 m. au-dessus du thalweg actuel. Près de Vidra, on y observe un dépôt détritique avec cailloux grossièrement roulés, qui peut être considéré comme alluvions anciennes. On ne peut guère hésiter à voir ici la trace de la terrasse pliocène, pénétrant jusqu'au cœur de la montagne.

Le long de la Latoritza, on peut observer au-dessus de la gorge sauvage sciée parfois dans le calcaire, un méplat très net semblant dessiner une ancienne vallée qui se retrouve, respectée par l'érosion, entre Coasta Benghei et Muntinu. Cette haute vallée de la Latoritza, avec ses versants en pente douce de 10° à 15°, son fond plat, presque marécageux, encombré d'alluvions anciennes, est une relique de la topographie miocène, comme le plateau du Riu Ses dans le massif banatique.

Il semble donc que la région ait été profondément burinée par les divers cycles d'érosion. La plate-forme Riu Ses y pénètre jusqu'aux coins les plus reculés de la montagne, et même la plate-forme pliocène se glisse le

long du Lotru. Plus ou moins parfaitement nivelée et plus ou moins bien conservée, la plate-forme Riu Ses se retrouve sur le bord méridional de la chaîne Căpățina, dominée par la crête du Stogu, qui est un véritable *cornet* soulignant une orientation tectonique ancienne. Elle est encore moins nette dans les hauteurs cristallines qui entourent le bassin de Brezoiu-Titesci. C'est à l'étude de cette région qu'il faut avoir recours pour essayer de comprendre les traits originaux du groupe du Căpățina. Le rapide déblaiement qu'y ont éprouvé les sédiments du flysch a contribué à activer la dissection du massif ancien. Les dislocations qui paraissent s'y être produites au tertiaire même ont pu, d'autre part, avoir leur contre-coup sur le bassin du Lotru.

Le bassin de Brezoiu-Titesci, dislocations tertiaires. — L'individualité géologique du bassin de Brezoiu-Titesci a été reconnue avant son individualité géographique pourtant si frappante. C'est à Redlich (143-145) que revient d'avoir indiqué l'extension du flysch et déterminé l'âge secondaire d'une partie de ses assises. Nous avons depuis montré à plusieurs reprises le caractère spécial de cette région intérieure, qui a même joué un rôle historique (89). Ce n'est toutefois qu'en 1903 que nous avons commencé à comprendre la vraie nature de sa topographie.

Tant qu'on suit la vallée de l'Oltu, on ne peut s'en faire qu'une idée incomplète. On remarque l'étranglement dans les gneiss de Cozia entre Calimaneschi et Brezoiu, l'élargissement qui marque le confluent du Lotru, le développement des terrasses quaternaires jusqu'à Căineni; mais le ravinement intense du flysch découpé en arêtes vives avec des escarpements de forme étrange, l'encaissement local de la vallée de l'Oltu entre des murailles de micaschistes vers Cornetu, masquent la continuité des niveaux d'érosion supérieurs, qui existent cependant ici comme dans le reste des Alpes de Transylvanie. Pour s'en rendre compte, il faut gravir un des sommets de forme hardie qui dominent la région. Forfecă (1.400 m.), juste au-dessus du confluent du Lotru et de l'Oltu, est un excellent observatoire. Plus intéressant encore est le Cozia (1.700 m.). Mais, malgré une altitude inférieure, c'est la longue croupe herbeuse de Sulitza qui représente le point de vue idéal. De là, en se déplaçant légèrement, on peut successivement contempler tout l'ensemble des deux bassins de Brezoiu et de Titesci (*Pl. panoramas A et B*).

Il s'agit bien en réalité de deux dépressions séparées. La première est excavée par le Lotru inférieur, qui y a développé une vallée relativement



Panoramas des grandes vallées transversales des Alpes de Transylvanie.
(Dessins à la chambre claire).

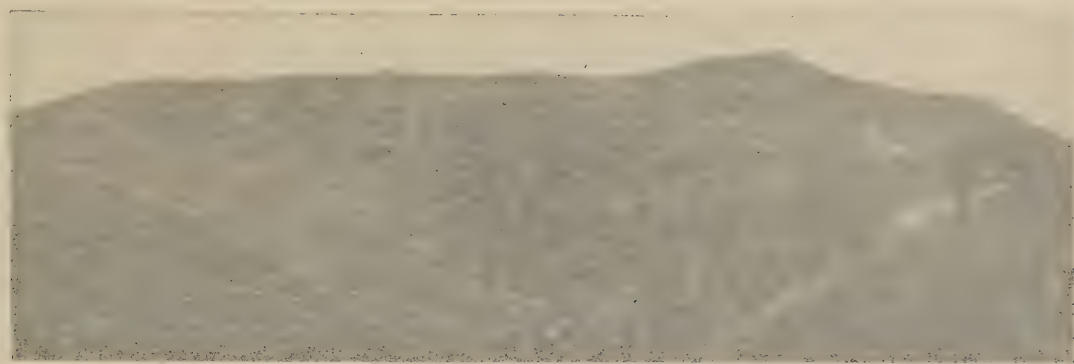
et B. Vallée de l'Oltu et bassin de Brezoin-Titesti, vues prises de Poiana Sulica. La première montre particulièrement le bassin de Titesti avec ses trois niveaux d'érosion (cf. p. 191). — La seconde montre le bassin de Brezoiu (plate-forme ravinée dans les grès sénoniens au premier plan, se continuant dans l'axe de la vallée de l'Oltu (Forfecă et collines au pied du Cozia), correspondance du Cozia et du Naurutzu); vers l'Est, aperçu sur la plate-forme des hauts sommets de la chaîne Căpățina (Fota, Gera). — C. Vallée du Jiu (Surdac), vue prise de Jaru Dumitri. On embrasse presque toute la vallée transversale. L'encaissement du thalweg sinueux dans la plate-forme pliocène et les terrasses quaternaires est partout sensible Grande extension de la plate-forme Riu Ses (cf. chap. VIII).

large, mais cependant nettement encaissée dans un plateau d'une altitude moyenne de 800 m. Ce plateau, formé par le flysch crétacé, est rayiné par une multitude de vallées, sur le bord desquelles se dressent ces monolithes, ces piliers et ces escarpements de forme étrange qui frappent seuls, lorsqu'on n'étudie le relief que d'en bas. Il se continue dans l'axe de la vallée de l'Oltu; de haut, on peut même le suivre jusqu'au débouché et le voir s'étaler sur tout le bord de la montagne, nivelant uniformément les crêtes de flysch éocène, dans lesquelles sont entaillées les vallées étroites qui descendent à Turnu, et la large vallée de Giblea. Il semble bien que nous ayons affaire à la plate-forme pliocène ou de Gornovitza.

Le bassin de Titesci a une topographie toute différente du bassin de Brezoiu. Ce n'est plus une dépression relativement étroite entaillée dans un plateau raviné, mais une sorte de large cuvette entourée de hauteurs tabulaires en amphithéâtre. Il y a quelque chose de grandiose dans la régulière ordonnance de ce vaste cirque, d'où l'on monte comme par trois gradins jusqu'aux plus hautes cimes des monts de Fogarash. Les terrasses inférieures correspondent à la plate-forme de Brezoiu, avec laquelle elles se raccordent par une série de croupes arrondies longeant le pied du Cozia. Les hauteurs cristallines que perce le P. Baiasi dans son cours inférieur et que coupe l'Oltu lui-même à Cornetu, ne sont pas plus élevées. La séparation topographique actuelle des deux bassins est donc due à un affouillement rapide des formations meubles du flysch dans le cycle d'érosion quaternaire.

L'âge récent de la plate-forme de Brezoiu est rendu manifeste par l'existence dans le bassin de Titesci de la plate-forme Riu Ses. Elle forme le second degré de l'escalier qui mène aux hautes cimes des Fogarash. On la voit vers le Nord s'étaler, de plus en plus régulière, mais aussi, semble-t-il, plus élevée. Elle est particulièrement nette vers Căineni. Comment expliquer sa disparition dans la région de Brezoiu? Peut-être le Năurutzu en représente-t-il, avec le Cozia, une des dernières traces, ayant joué à l'époque pliocène le même rôle que Forfecă à l'époque actuelle. Les escarpements fantastiques du Cozia ne doivent pas faire illusion. Ils sont dus à une érosion violente sur les gneiss diaclasés mis à nu. Au sommet, on trouve des croupes herbeuses uniformes, particulièrement de Cozia à Cioha Neamțului.

Pour répondre à ces questions, tout en contrôlant les résultats de l'analyse morphologique, il nous faut recourir à l'étude géologique. Nous avons essayé de déterminer l'extension exacte du flysch (V. fig. 60). Il monte très haut sur le flanc méridional du Cozia, où on trouve même des témoins plaqués sur les pentes ravinées jusqu'au col



A. — Panorama des sources du Suceletzu (Massif du Tzarcu). Plate-forme des hauts sommets. Cirque glaciaire en partie transformé par l'érosion torrentielle.



B. — Vue d'ensemble du massif du Tzarcu. Panorama embrassant un large cirque. Plate-forme des hauts sommets frangée de cirques. A gauche couloir Hîdeg-Rîu et à droite couloir Rîu Sîeu.



C. — Le Caraiman (Massif de Buzăgia). Plate-forme nivelant les conglomérats crétacés inclinés vers l'Est. Petit cirque glaciaire. Escarpements dominants du cirque.

c'est-à-dire miocènes. S'il en est ainsi, on comprend maintenant que la plate-forme Riu Ses ne puisse s'observer aux environs immédiats de Brezoiu et soit comme voilée au centre même du groupe Căpățina. Dans le bassin de Titești, elle n'est bien développée qu'au N. vers la Tour Rouge; au S., elle n'est représentée que par le plateau de Cozia. La plate-forme pliocène est au contraire fort nette dans toute la région. Son extension a été favorisée par le facile déblaiement du flysch. Mais le cycle d'érosion récent, qui a vu s'établir le cours actuel de l'Oltu, l'a ravinée jusqu'à la rendre méconnaissable, quand on se contente de suivre les vallées. Le cours anormal de rivières comme le P. Gressilor, affluent du P. Baiasi, s'explique par l'épigénie.

Les monts de Fogarash. — L'histoire de la région de Brezoiu-Titești nous aidera à comprendre celle des monts de Fogarash, où manquent



FIG. 61. — *Vue lointaine des monts de Fogarash, prise d'un sommet dominant le cours moyen du Lotru.*

1, Scara; 2, Negoiu; 3, Capra; 4, Iezeru; 5, Frunte; 6, Ghitzu; 7, Cozia.

les assises tertiaires capables de déceler des mouvements du sol, dont témoigne cependant la topographie.

Ceux qui connaissent les cimes hardies de la chaîne du Negoiu, surtout ceux qui l'ont abordée, comme c'est l'habitude, par le côté hongrois, s'étonneront peut-être de nous voir essayer de retrouver dans ces montagnes nos surfaces d'érosion ancienne. L'aspect alpin de la crête principale des monts Fogarash ne doit pourtant pas faire oublier le caractère dominant du relief dans le reste de ce groupe montagneux. L'allure grandiose du versant Nord qui tombe sur la plaine de l'Oltu par un abrupt formidable (2.000 m. sur une distance de 10 kilomètres), ne doit pas nous faire négliger la pente douce du versant méridional. Si l'on arrive, pour ainsi dire, d'un bond aux plus hautes cimes de la chaîne, en l'abordant par le Nord, s'il suffit d'une journée pour l'ascension du Negoiu, en partant de Porumbac, il faut au moins deux journées pour l'atteindre du versant roumain, et la première se passe en une longue et monotone promenade le long de

crêtes uniformes. Cet aspect frappe d'autant plus que l'on débute par une rude montée jusqu'aux sommets boisés du Frunte ou du Ghitzu.

Nous avons dès 1900 indiqué le profil caractéristique des Fogarash : deux chaînes, l'une de caractère alpin tombant brusquement au Nord sur la plaine de l'Oltu et déchiquetée par les cirques glaciaires, l'autre arrondie de forme, ne dépassant pas 1.600 m., mais sciée par les rivières en des canyons impraticables, encadrent un plateau uniformément incliné vers le Sud et découpé par une série de vallées suivant la pente générale du sol en crêtes parallèles. Ce profil se voit admirablement de tous les sommets de la région du Balota (fig. 61). Il semble qu'une large dépression, continuant le bassin de Brezoiu-Titesci à un niveau supérieur, s'étende entre les deux chaînes, fermée à l'Est par le puissant massif de Iezeru. C'est ce que nous avons appelé la dépression centrale des Fogarash.

Que représente cette dépression ? Le plateau, découpé en crêtes par les torrents descendant de la chaîne du Negoiu, apparaît d'une manière frappante dès qu'on atteint les premiers contreforts de cette chaîne au Mozgavu ; à Scara, à Piscu negru, à Podeanu, partout on retrouve le même spectacle ; la monotonie des formes qui se déroulent vers le Sud rehausse encore le pittoresque des cimes déchiquetées près desquelles on se trouve.

Nous reproduisons (fig. 63, p. 200) le panorama de Virfu Flori, qui est particulièrement instructif. Malgré la crête du Comarnic qui fait écran à une partie de la vue, on suit le plateau d'un côté jusqu'aux gorges de l'Argesh et à la crête du Ghitzu, de l'autre jusqu'au Cozia. La section de la vallée de l'Argesh montre un ressaut de pente très net à quelques centaines de mètres au-dessus du thalweg, qu'on dirait encaissé dans une ancienne vallée plus large, fait qu'on peut vérifier en descendant par le chemin de Intre Riuri.

L'interprétation la plus naturelle de ces conditions topographiques est que la plate-forme Riu Ses s'est étendue sur toute la région centrale des Fogarash. Le profil de la vallée de l'Argesh décèle même une tendance à la formation de la plate-forme pliocène. La plate-forme Riu Ses aurait donc été déjà assez fortement attaquée, même avant le cycle d'érosion actuel. Il est difficile de préciser davantage, en l'absence de cartes topographiques. Les profils de crêtes levés barométriquement (fig. 62) nous permettent cependant d'affirmer que la plate-forme Riu Ses descend vers le Sud avec une pente moyenne de 30 m. par kilomètre, atteignant 1.800 m. au pied de la chaîne du Negoiu, s'abaissant à 1.300 m. près du Ghitzu et au N.-E.

du Cozia. Le point le plus bas du profil des crêtes ne correspond plus à l'ancien plateau emporté par l'érosion.

La chaîne du Ghitzu doit-elle son relief, comme le Cozia, à une dislocation tertiaire? La chose est vraisemblable, mais ne peut guère être prouvée. Le flysch y monte très haut sur le versant Sud. Il devait déborder bien au delà des gorges de l'Argesh et du Topologu, qui sont dues à la surimposition. C'est sa rapide ablation par l'érosion qui a créé les cols comme Poiana Rîncureanu, où la plate-forme Riu Ses a disparu depuis longtemps. En résumé, le gauchissement de la plate-forme Riu Ses paraît avoir été plus régulier dans les Fogarash que dans le bassin de Brezoiu, mais sans exclure une dislocation vers le Sud. Mieux conservée, grâce à la résistance du massif cristallin, elle a cependant déjà souffert de l'érosion; l'Argesh s'était déjà creusé une vallée assez large au pliocène. Les gorges se sont formées dans le cycle d'érosion récent, comme suite à l'approfondissement des vallées dans le tertiaire et, particulièrement pour l'Argesh, comme conséquence du développement d'une petite dépression subkarpatique.

La plate-forme des hauts sommets existe-t-elle dans les Fogarash? Celui qui ne connaît que les environs du Negoiu du côté Nord peut trouver la question oiseuse. Cette région alpestre n'est cependant autre chose que l'équivalent des crêtes du Retiezat, une ancienne région de collines arrondies dominant la plate-forme Boresco, mais déchi-

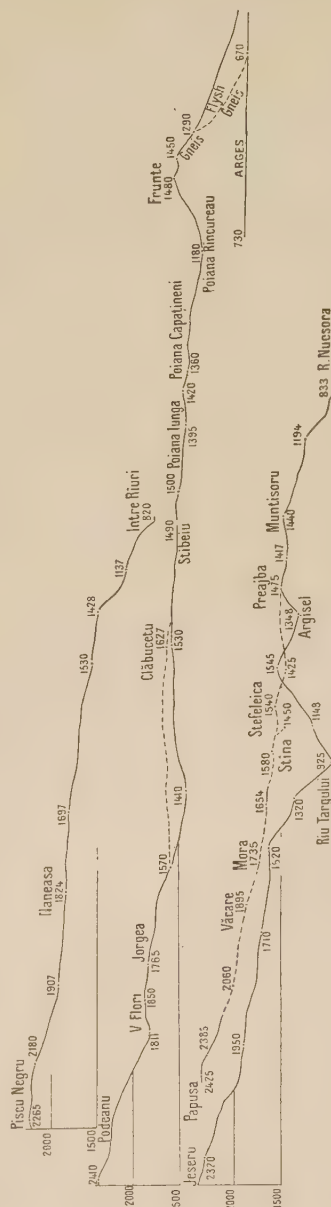


FIG. 62. — *Profils des crêtes des Fogarash versant Sud.*

Altitudes déterminées barométriquement. — Échelle des longueurs : 1/200,000; des hauteurs : 1/50,000.

quêtées par l'érosion glaciaire. Dans la partie occidentale du massif, on retrouve les croupes herbeuses qui caractérisent la plate-forme des sommets (Mozgavu, Olanu, etc.). Elles sont largement développées sur le versant Sud dans la région des sources de l'Argesh, où elles forment les contreforts des crêtes alpines se raccordant avec les anciens témoins d'érosion par une pente continue. L'extension de la plate-forme Boresco paraît croître de plus en plus vers l'Est. La région des sources du Valsan et du Riu Doamnei, qui ne nous est malheureusement connue que par la vue d'observatoires éloignés (Urla, Iezeru), semble se rapprocher du type qui prévaut au centre du massif banatique : vallées en gorges directement entaillées dans la plate-forme, qui s'étale frangée de cirques nombreux.

Les crêtes étroites du versant N., menacées par l'érosion de vallées très rapprochées et très profondes, semblent exclure toute recherche de la plate-forme Boresco. On en retrouve cependant quelques traces assez bien indiquées dans la nouvelle édition du 1/75.000 (f. Felek), au Surul, à Scara et Puha, près de Urla, et surtout au N. du Berivoesco. La plate-forme Riu Ses a dû exister aussi, mais il semble qu'elle ait encore plus souffert de l'érosion. Le seul niveau constant est une sorte de haute terrasse vers 900 à 1.000 m., qui se distingue nettement de la plaine de Fogarash et se suit depuis la Tour Rouge jusqu'à Berivoi. C'est la plate-forme pliocène, dont nous aurons l'occasion de reparler à propos de l'histoire de l'Oltu. Il est vraisemblable que cette plate-forme est la seule qui n'ait pas été plus ou moins disloquée. On s'expliquerait en réalité difficilement qu'un abrupt pareil à celui du versant N. des Fogarash fût dû uniquement à l'érosion. Nulle part, jusqu'à présent, nous n'avons vu la plate-forme des hauts sommets portée à une altitude aussi élevée. Un gauchissement plus accentué et même une rupture du côté N. paraît probable.

Le massif de Iezeru. — Des mouvements du sol de plus en plus importants paraissent signaler l'approche de la région du flysch karpatique. Tous les éléments topographiques que nous avons appris à connaître se retrouvent à un niveau plus élevé dans les Fogarash. La plate-forme Boresco dépasse 2.000 m. La plate-forme Riu Ses ne descend pas plus bas que 1.300 m. Elle s'élève à 1.800 m. près du Negoiu. La montée est aussi sensible vers l'Est. Le développement de la plate-forme Boresco au sud de Urla et la surrection du massif de Iezeru, qui fait passer la ligne de crête principale de la chaîne septentrionale à la chaîne méridionale, amè-

nent une disparition apparente de la plate-forme Riu Ses. On peut se demander si elle ne se confond pas avec la plate-forme des hauts sommets qui constitue toute la crête du Iezeru.

Les formes de ce puissant massif rappellent le Paringu. De Papusha à Iezeru mare, s'étend, à un niveau voisin de 2.000 m., une série de croupes arrondies, entamées, surtout au N. et à l'E., par des cirques glaciaires. La continuité des pentes du versant SE. depuis les premières hauteurs dominant Rucăr et Câmpullung, a quelque chose de surprenant (V. fig. 62). On arrive, sans rencontrer un abrupt, jusqu'au sommet même de Papusha. Du haut de Iezeru mare, par un temps clair, la vue plongeante qu'on a vers le SE. montre un plateau en pente tellement régulière, qu'il semble, par un effet de perspective, venir se raccorder avec la plaine. Étroites et même inégales, par suite du rapprochement des thalwegs, les crêtes découpées dans ce plateau au Nord de Câmpullung s'étalent de plus en plus au fur et à mesure qu'on monte, et deviennent de hauts pâturages avec *stine* logées à la limite de la forêt, tandis que les vallées profondes et sauvages sont presque inconnues des bergers. C'est à l'extension de ce plateau qu'est dû le fait singulier que le massif du Iezeru passe presque inaperçu de Câmpullung. On ne devine l'existence de ses hauts sommets qu'en en approchant de très près.

Du côté de l'Ouest et du Nord, le massif a plus d'allure. Iezeru est déjà plus dégagé que Papusha. L'extrémité SW. de la crête Popău domine nettement une sorte de glaciais où semblent se confondre la plate-forme Riu Ses et la plate-forme Boreasco. Tout le versant NW. est en pente relativement raide, et ce fait n'est pas dû seulement à l'érosion de la haute Dâmbovitza, car la crête Cremenea-Oticu, qui sépare son bassin de celui du Vâlsau, formant comme un pont jeté du Iezeru à la chaîne du Negoiu, reste constamment au-dessous de 2.000 mètres.

Ces faits semblent autoriser les conclusions suivantes : le plateau de Iezeru correspond à la plate-forme des hauts sommets portée à plus de 2.000 m. à l'Est. Iezeru Mare et Popău sont des témoins d'érosion. Le manque de raccord avec la partie orientale de la chaîne du Negoiu est sensible encore grâce à la crête Cremenea-Oticu et paraît témoigner d'un gauchissement qui expliquerait la formation de la vallée de la haute Dâmbovitza. Le parallélisme des trainées de gneiss avec cette vallée et la crête principale du Iezeru montre que ce mouvement a dû épouser les directions tectoniques anciennes. La plate-forme Riu Ses ne s'est pas formée dans cette région, à moins qu'elle n'ait nivelé jadis au SE. des couches

sédimentaires, maintenant disparues, qui auraient recouvert la plate-forme Boresco et expliqueraient en partie sa longue conservation. Cette hypothèse rendrait compte de la disposition du réseau hydrographique. L'étude des monts de Bucegi paraît confirmer cette manière de voir.

Monts des Bucegi. — Il n'est pas dans toutes les Karpates méridionales de région plus morcelée. Nous avons déjà signalé la variété des aspects géographiques en rapport avec la géologie. Nous ne reviendrons pas sur les contrastes si frappants de la topographie des conglomérats, du calcaire tithonique et des schistes cristallins. Mais la transition du massif ancien à la zone du flysch ne se marque pas seulement par la variété des affleurements géologiques, elle est encore sensible dans un trouble apporté aux conditions des cycles d'érosion, telles que nous les avons reconnues jusqu'ici. Les mouvements du sol paraissent avoir participé à la fois à la nature de ceux des Alpes de Transylvanie (mouvements verticaux) et à celle des monts du Buzeu (plissements proprement dits). C'est à ce titre que nous nous occupons brièvement de cette région si intéressante, située à la limite du domaine de nos recherches. Malheureusement la topographie en est encore mal connue, et, si la stratigraphie en a été bien étudiée par M. Popovici Hatzeg, la tectonique reste encore à faire.

Existe-t-il des traces de la plate-forme Boresco? Cette question nous a préoccupé dès l'instant où nous avons reconnu l'identité des diverses surfaces d'érosion ancienne dans les Alpes de Transylvanie. Il semble bien que les Bucegi et le Leota répondent encore au type des hauts sommets. Mais, si le Leota est un massif cristallin, les Bucegi sont en majeure partie formés de conglomérats cénomaniens. C'est ce qui nous a fait pendant longtemps hésiter à attribuer à la plate-forme Boresco un âge plus ancien que le tertiaire.

L'existence d'une surface d'érosion ancienne nivelant le haut Bucegiu ne peut faire de doute. D'aussi loin qu'on l'aperçoit, le massif frappe par sa forme tabulaire. Sans doute il y a une dissymétrie très nette dans l'espace de crête en fer à cheval qui encercle le bassin de la haute Ialomitza, les escarpements étant tournés vers l'extérieur, suivant la disposition synclinale de l'ensemble. Mais cette remarque ne donne pas la clef des traits les plus importants du relief. La pente du terrain à l'intérieur du fer à cheval n'est nullement continue et ne correspond pas à celle des couches. Elle est très faible dans le vaste plateau du Caraiman, puis elle descend rapidement vers la Ialomitza, dont la vallée est une véritable

gorge au monastère. Le plateau de Caraiman se suit, plus ou moins ondulé, jusqu'à Furnica. On y observe des vallées anciennes à profil adouci, comme suspendues au-dessus de l'abîme de la Prahova. Des influences de karst s'y sont fait sentir. Il y a, près du sommet du Caraiman, de véritables dolines en formation. J'y ai même observé des lapiez¹.

Ce plateau nivelant les conglomérats disloqués ne peut être identique à la plate-forme Boresco. Nous sommes disposés à y voir maintenant la trace de la plate-forme Riu Ses. La plate-forme des hauts sommets est enterrée sous les sédiments du flysch et n'a laissé de traces dans la topographie que là où elle a été récemment dégagée par l'ablation des sédiments, comme dans le Iezeru. La crête élégante de Piatra Craiului peut avoir appartenu à la même surface qui nivelait jadis à la fois schistes cristallins et calcaires secondaires. Elle formait en tous cas certainement un *cornet* orienté dans le sens des anciens plissements à la surface de la plate-forme Riu Ses, qui peut-être existe encore au col de Törzburg et dans les plateaux calcaires des environs de Rucăr.

On ne saurait être très affirmatif, car cette plate-forme a été certainement disloquée et conséquemment fort attaquée par l'érosion. MM. Mrazec et Teisseyre admettent l'existence d'une dislocation tectonique maîtresse le long de la Dâmbovitza (116, 119). L'érosion pliocène semble avoir été poussée jusqu'à l'aplanissement de la région aux environs de Rucăr. L'horizontalité du plateau, qui s'étend à une altitude moyenne de 700-800 mètres autour du bassin abritant cette petite ville, n'est pas due à l'allure des couches, qui sont assez fortement disloquées. Mieux conservé dans le calcaire, où domine l'érosion souterraine, ce plateau a déjà été plus morcelé dans les schistes cristallins, où la vallée de la Dâmbovitza a acquis au quaternaire une certaine largeur. Mais il peut se suivre cependant jusqu'à la dépression subkarpatique de Câmpullung, où nous connaissons l'existence d'un dépôt important de graviers pliocènes. Ces graviers n'ont pu être apportés que par le grand cours d'eau qui a opéré le nivellement du plateau et devait être la Dâmbovitza.

Les dislocations des environs de Rucăr sont-elles toutes contemporaines du cycle miocène, ou bien, au moins en partie, postérieures à la formation de la plate-forme pliocène? Les mouvements du sol quaternaires sur la bordure même de la montagne

1. Lapiez dans des grès crétacés, massif du Bucegi (*Bull. Soc. géol. de Fr.*, 3, XXVII, 1899, p. 28 à 32). On sait que les phénomènes de karst ne sont pas rares dans les conglomérats en Italie (Arrigo Lorenzi, *Fenomeni analoghi a quelli carsici nei conglomerati messiniani nel Friuli*, in *Atto XIII*, 1902. Cf. Marinelli, *Studi Orografici nelle Alpi orientali*).

sont attestés, on s'en souvient, par le synclinal des graviers de Căndesci à Cămpulung (chapitre IV). Le bassin d'effondrement de Podu Dâmbovitzei paraît bien postérieur au nivellement du plateau dans lequel la Dâmbovicioara s'est entaillé le canyon bien connu des touristes. Au-dessus de Rucăr, une série de failles en escalier sont encore sensibles dans la topographie, grâce aux alternances de calcaires, de grès et de marnes. Ces faits mériteraient une étude plus approfondie que ne le comporte le cadre de cet ouvrage.

Les conclusions que nous pouvons retirer de l'examen des monts de Bucegi sont provisoires. On peut les résumer ainsi : la plate-forme

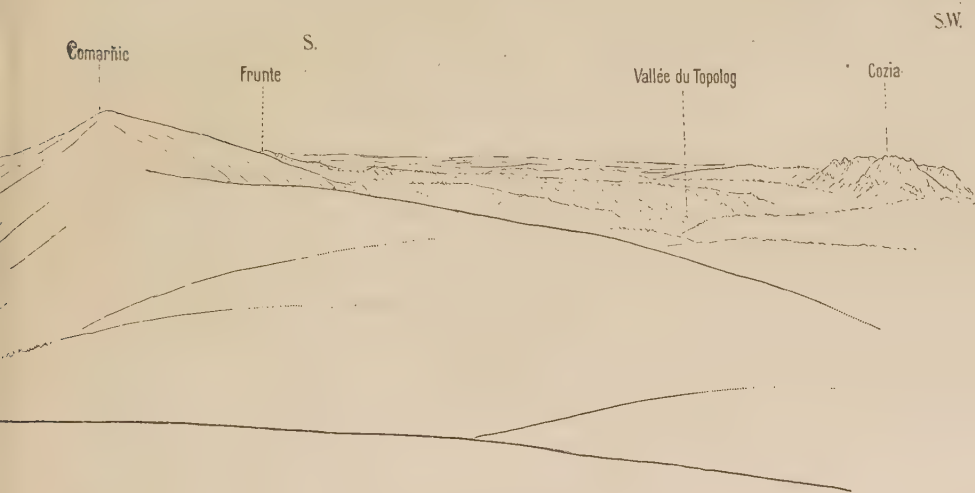


FIG. 63. — *Panorama des monts de Fogarash (versant sud) pris*
Plate-forme Riu Ses s'étendant jusqu'au Ghitu et au Cozia.

Boresco n'existe plus à l'état d'élément topographique. On observe seulement des traces incontestables de la plate-forme Riu Ses portée à une altitude de plus de 2.000 m. par les mouvements du sol intenses qui marquent l'approche de la zone du flysch. Fortement disloquée, la plate-forme a probablement disparu presque partout ailleurs. Il semble qu'on puisse suivre un plateau pliocène marquant l'axe d'une Dâmbovitza ancienne, qui débouchait à Cămpulung. Ce plateau aurait été lui-même disloqué localement, à la suite des derniers mouvements du sol qui ont amené le creusement des vallées en gorges.

Continuation probable de la plate-forme pliocène dans la zone du flysch. — Nous croyons que des études topographiques pourront démon-

trer la continuation de la plate-forme pliocène dans la zone du flysch. L'existence d'une ceinture continue de graviers de Căndesci suppose qu'à la fin du pontien les chaînes karpatiques plissées et soulevées avaient déjà souffert une érosion intense. Les coupes de Teisseyre et Mrazec (118) montrent que les sommets dans la zone du flysch tertiaire sont presque toujours des synclinaux de grès de Titesci, ce qui prouve une évolution déjà assez avancée du relief. Si, en suivant les vallées, on a partout l'impression d'une jeunesse extrême, il suffit de gravir un observatoire élevé permettant une vue étendue, pour découvrir des traces évidentes



du Virfu Flori au Sud du Negoiu. — Dessin à la chambre claire.
Traces de plate-forme pliocène dans la vallée de l'Argesh.

d'un modelé de maturité dans les crêtes. Du Caraiman, la vue dont on jouit vers l'Est est particulièrement frappante : les points culminants (Piatra mare, Baiu, Csukas, Penteleu) paraissent s'élever comme des bosses isolées au-dessus d'un plateau faiblement ondulé, découpé par d'innombrables vallées en un dédale de crêtes uniformément boisées. Le col de Predeal fait partie d'une sorte de plate-forme qui s'étend jusque près de Kronstadt vers le Nord, et qu'on voit très bien de Omu (Bucegi), dominée par le massif calcaire de Piatra Mare. Du haut du Csukas on observe vers le Sud une plate-forme semblable.

Il serait très intéressant d'établir le rapport entre ces niveaux d'érosion élevés et les graviers pliocènes. Il semble malheureusement douteux qu'on puisse y arriver. Nous savons que des mouvements du sol importants ont

eu lieu après le pliocène, les vallées actuelles étant entaillées à 200 mètres dans les terrasses quaternaires. Les terrasses pliocènes, qui ont certainement existé, comme le prouve la trouvaille de *Mastodon Borsoni* en position secondaire à Câmpina, ont dû être portées encore plus haut et dispersées par l'érosion. Sur la bordure de la montagne le pliocène est même plissé en plis très prononcés.

Conclusions. — Nous avons poussé jusqu'aux extrêmes limites du terrain de nos recherches l'analyse morphologique des cycles d'érosion tertiaires. La précision et la fermeté plus ou moins grande des conclusions dépend de l'inégale valeur des documents dont nous disposons. Mais partout nous voyons la possibilité et même la nécessité d'appliquer les principes que nous a inspirés l'étude du massif banatique.

L'histoire des Alpes de Transylvanie est, pendant tout le tertiaire, celle d'un massif ancien soumis à des mouvements d'ensemble, les seuls dont soit susceptible une région plissée soumise à une érosion prolongée qui l'a réduite presque entièrement à l'état de pénéplaine. Les mouvements tertiaires ont été des mouvements *épeirogéniques*. La surface topographique a plusieurs fois subi un gauchissement, parfois accentué jusqu'à la dislocation, là où des sédiments récents exerçaient une surcharge. Telles sont la faille du bassin de Hatzeg, la flexure du bassin de Petroszeni, les dislocations du Mehedintzi central et du bassin de Brezoiu, accompagnés de plissements et de failles des dépôts tertiaires. Le plissement récent de la zone du flysch a eu son contre-coup sur la partie orientale du massif ancien. L'histoire de la région du Bucegi est des plus compliquées et mériterait à elle seule une longue étude.

Échos affaiblis du travail qui s'accomplissait dans la zone du flysch karpatique, ou derniers tressaillements d'un effort orogénique avorté, les mouvements du sol qui ont affecté les Alpes de Transylvanie pendant tout le tertiaire ont déterminé une série de cycles d'érosion qui se sont inscrits dans la topographie et dont on peut encore retrouver les traces grâce à la résistance des matériaux burinés. Nous pouvons ainsi nous faire une idée de l'amplitude des mouvements, classer les formes topographiques apparentées suivant leur âge; enfin il est permis d'espérer une solution aux problèmes offerts par l'histoire du réseau hydrographique. En étudiant dans le chapitre suivant les grandes percées fluviales (Jiu et Oltu), nous serons conduits à l'analyse des conditions de formation de la plupart des grandes vallées.

CHAPITRE VIII

LES VALLÉES TRANSVERSALES

Sens du problème. — L'explication des vallées transversales est, de tous les problèmes de géographie physique qu'offre l'étude des Karpates méridionales, celui qui a incontestablement le plus préoccupé géographes et géologues. Toutes les hypothèses ont été émises, sans qu'aucun auteur sérieux ait osé présenter son interprétation comme définitive et ait pu l'appuyer d'arguments décisifs.

On comprend facilement qu'il ait dû en être ainsi. L'étude des vallées transversales est aussi difficile que captivante. Trop souvent on s'attache à la vallée elle-même, espérant y découvrir le secret de l'énigme; on oublie que la forme et les particularités de la vallée actuelle peuvent être dus à des épisodes très récents; que, pour comprendre son origine, il faut remonter plus loin dans le passé et étendre le cercle des recherches bien au-dessus et au delà. Si chaque vallée a son histoire, cette histoire est en liaison avec celle des vallées voisines et ne peut s'expliquer que par les faits généraux qui ont déterminé l'évolution du relief de la région. Il y a quelques années, à la fin d'une étude sur la gorge du Surduc, M. Mrazec concluait : « Une solution satisfaisante tant pour la vallée du Jiu que pour celle de l'Oltu ne pourra être donnée qu'après l'étude exacte de tous les mouvements qui se sont succédé dans la formation des Karpates méridionales depuis le crétacé supérieur. » Nous avons essayé de répondre à ce desideratum, dont on doit reconnaître la sagesse. Tant qu'on n'avait pas d'idée nette sur les cycles d'érosion tertiaires, il était en effet bien difficile d'expliquer les vicissitudes du réseau hydrographique. La connaissance des divers niveaux d'érosion que nous avons reconnus rend

maintenant cette tentative possible. En nous appliquant à éclaircir les problèmes du Jiu et de l'Oltu, nous serons en effet amenés à envisager toute l'histoire du réseau hydrographique des Karpates méridionales.

La question du Jiu; historique. — Le problème du Jiu a préoccupé depuis longtemps les géologues. L'hypothèse d'une dislocation tectonique a été envisagée, comme pour toutes les vallées transversales, mais aucun auteur n'a pu l'appuyer de preuves.

Lehmann (75, p. 345) tient pour impossible d'expliquer le Surduc par l'érosion seule, mais il a cherché en vain des témoignages directs d'une faille. Rehmann, dans son grand ouvrage sur les Karpates, paraît plus affirmatif (146). Inkey a très nettement marqué le rôle de l'érosion et attribué la formation du Jiu actuel à la capture du cours supérieur du Strell par un torrent du versant roumain plus riche en précipitations que le versant hongrois (66, p. 43). L'âge et les circonstances de cette capture ne sont malheureusement pas précisés. Mrazec a définitivement ruiné l'hypothèse tectonique par une étude minutieuse de la coupe géologique du Surduc, qui n'a révélé aucune faille (110, p. 61). L'importance du synclinal transversal de Lainici est cependant signalée par lui (108, p. 6). Dans sa note sur les charriages (127), M. Murgoci signale la possibilité d'expliquer les vallées transversales par des ondulations de la nappe charriée, suivant la théorie de Lugeon.

Dès 1899, nous avons exposé les premiers résultats d'une enquête sur le problème du Jiu (80). De nouvelles recherches sont venues modifier quelque peu nos idées, mais les points essentiels restent les mêmes : ce sont la formation des dépressions subkarpatiques et le soulèvement du bassin de Petrosheni. Nous ne croyons plus à la possibilité de fixer l'ancien cours du Jiu avant le tertiaire ; l'influence des massifs calcaires et des dislocations transversales (Lainici) ne peut être précisée. Par contre, nous avons acquis des données plus exactes sur les niveaux d'érosion tertiaires et croyons pouvoir montrer comment un mouvement de bascule a renversé, à une époque très récente, le sens du drainage.

La gorge du Surduc. — Le premier élément du problème à étudier est évidemment la gorge du Surduc. Elle a été maintes fois décrite, notamment par Lehmann. La belle route régulièrement suivie par la diligence qui circule entre Petrosheni et Târgu Jiu l'a rendue facilement accessible, et ses aspects sauvages sont maintenant connus de tous ceux qui ont passé ne fût-ce que quinze jours dans les Karpates. Cependant aucune carte ne la figure encore exactement. Au lieu du cours à sinuosités peu accentuées qu'indique la feuille Petrosheni au 1/75.000, la rivière décrit des méandres incessants, qui vont presque jusqu'au recouplement des boucles. La route a parfois achevé ce recouplement dans des arêtes rocheuses

attaquées des deux côtés par l'érosion du fleuve. De fausses terrasses se sont développées par endroits dans ces boucles. Malgré l'allongement du cours qui résulte des méandres, la pente du fleuve est encore très forte. A l'entrée du défilé il est à 550 m., il en sort à Bumbesci à 335 m. Les rapides sont continuels, surtout à partir de la frontière. Au-dessus de la chaussée, près de Păius, on peut observer une marmite d'érosion parfaitement conservée à plus de 30 m. au-dessus du fleuve. La grande crue de 1900 a encore fait monter les eaux à 12 m. au-dessus du thalweg (88). Il semble que nous soyons en présence de la plus jeune des grandes vallées karpatiques. L'impression paraît confirmée par la raideur extrême des versants, qui montent très haut avec une pente uniforme de plus de 30°. Le soleil n'effleure que quelques heures le fond de la vallée, où n'existait aucune habitation permanente avant la construction de la chaussée.

Cette gorge si étroite et si profonde n'est que la vallée actuelle du Jiu. S'y renfermer, c'est s'exposer à tout ignorer sur le passé et par conséquent sur l'origine de cette singulière percée à travers la montagne. En gravissant par des sentiers pierreux les pentes boisées striées d'éboulis, on arrivera vite à reconnaître que la gorge est entaillée dans une vallée ancienne de caractère tout différent. Déjà, à 25-30 m. au-dessus du fleuve, on



FIG. 64. — Topographie d'un fragment de terrasse en voie de transformation dans une boucle du Jiu au S. de Păius.

La terrasse, rongée des deux côtés, est réduite à une arête étroite à la racine de la boucle : un vallonnement qui se dessine achève d'en oblitérer la forme primitive.

remarque des terrasses avec cailloux roulés de grosse taille. C'est dans les boucles qu'elles sont le mieux conservées; encore faut-il se garder de les confondre avec les fausses terrasses, entièrement rocheuses et plus élevées, qui se sont formées simplement par suite de l'enfoncement oblique du thalweg et de l'exagération des méandres. La distinction devient déjà difficile en certains endroits, où la boucle tend à se recouper; les alluvions disparaissent et la forme même de terrasse s'oblitére (V. fig. 64). Une terrasse plus basse encore à 8 ou 10 m. au-dessus du thalweg apparaît à Lainici et au débouché de la montagne à Bumbesci. Mais seule la terrasse de 25-30 m. forme un niveau constant, correspondant à la terrasse inférieure de Bumbesci, dont l'âge quaternaire ne fait pas de doute. Elle date d'une époque où le Surduc existait déjà; ce n'est donc pas

à elle qu'il faut s'adresser pour expliquer les changements du réseau hydrographique¹. On doit pour cela remonter plus loin dans le passé, et plus haut au-dessus du thalweg actuel.

La douane de Pâius est établie au pied d'une sorte de haute terrasse sur laquelle est perché un petit hameau avec vergers, prairies et champs de maïs. De ce méplat, qu'on ne peut soupçonner du fond de la vallée, on découvre une série de plates-formes analogues, toutes à peu près au même niveau (750 m.). Elles sont soulignées par la trouée qu'elles font dans le manteau continu de la forêt; là sont les champs et les habitations, non dans la gorge froide et jadis impraticable. Il est rare d'y trouver des alluvions; on ne peut s'en étonner si l'on songe aux transformations que l'érosion a déjà infligées aux terrasses quaternaires. Mais les cultures indiquent une couche de sol qui n'a pu se former que sur des pentes adoucies et peut être due en partie à la décomposition d'alluvions anciennes. En rejoignant les croupes situées à 750 m. en moyenne, ce n'est pas une vallée encaissée comme celle du Jiu actuel qu'on reconstitue, mais une dépression large de plusieurs kilomètres, où peuvent avoir coulé plusieurs rivières. Par son altitude et ses caractères, elle correspond à la plate-forme de Gornovitza. Mais on ne peut s'étonner de son horizontalité, car presque tous les épaulements appartenant à cet ancien niveau d'érosion sont à 730 ou 750 m.

Hypothèses sur le réseau hydrographique miocène. — Avant d'essayer d'interpréter ces particularités, voyons s'il n'existe pas de niveau d'érosion plus ancien et plus élevé. Déjà on le soupçonne du haut Pâius. L'horizon, si fermé dans le fond de la gorge, s'est élargi; les pentes, qu'on croyait continues jusqu'au sommet, présentent, au-dessus du niveau de 750 m., un second ressaut, et des crêtes s'étalent comme en éventail. Pour en reconnaître l'extension exacte il faut monter plus haut encore. Le piton de Jaru Dumitri, s'avancant comme un promontoire au-dessus d'un coude de la vallée, offre un point de vue merveilleux, d'où l'on embrasse toute la vallée du Jiu, de Petrosheni jusqu'au delà de Lainici (planche de panoramas C).

La plate-forme pliocène se dessine comme une sorte de couloir formé par l'intersection de versants de vallées en pente douce, qui sont en désaccord frappant avec les

1. C'est une confusion entre la terrasse de 25-30 m., les fausses terrasses rocheuses des boucles et certaines hautes terrasses visibles du fond de la vallée, qui nous a fait conclure en 1899 à un ancien partage des eaux marqué par les terrasses à 100 ou 150 m. au-dessus du fleuve.

pentcs de 30° à 40° des versants de la vallée actuelle. Mais à plus de 500 mètres au-dessus de ce niveau d'érosion on est frappé par un nouvel adoucissement des pentes. Les longues crêtes uniformes de Jaru Dumitri, Culmea lui Patereu, Borzi Vinetzi, sont des reliques d'un cycle de formes témoignant de la maturité. Les inégalités de relief de ces hauteurs sont celles d'une région de basses collines. Nous reconnaissons les caractères de la plate-forme Riu Ses, qui s'étale de l'autre côté du Jiu, dominée par le Paringu comme elle l'est ici par Dumitra. On peut en étudier tous les détails, en allant de Dumitra à Borzi Vinetzi, pour redescendre au monastère de Locurile. L'activité de l'érosion dans les vallées profondes qui descendent au Jiu, découpant la plate-forme en crêtes déjà abaissées parfois au-dessous de l'ancien niveau, rend plus sensible le modelé des hauteurs. Le rapprochement de P. Tenia et de V. Sârbi a réduit la plate-forme à une crête étroite rongée du côté du Jiu par une érosion vigoureuse, qui avive les escarpements de pegmatites de Borzi Vinetzi, et fait s'écrouler par

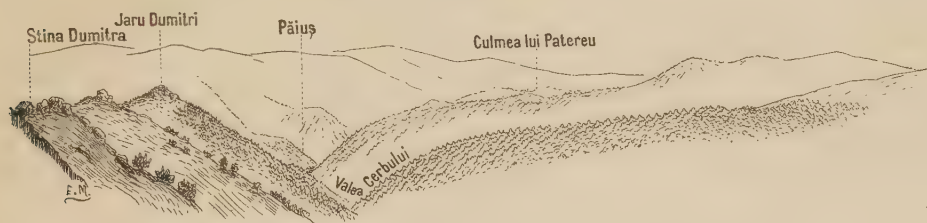


FIG. 65. — Vallée transversale du Jiu vue de la Stina de Dumitra.

Encaissement dans la plate-forme pliocène.

paquets les calcaires diaclasés de Pleshia, dont les murailles blanchâtres attiraient le regard du fond même de la gorge du Surduc.

La continuation de la plate-forme Riu Ses vers le SW. s'observe nettement de Virfu Plesi. Elle s'étale, sur presque toute la région drainée par le Bratcu, le P. Schela et le P. Sushitza. Ainsi la vallée actuelle du Jiu suit à peu près l'axe d'une zone où le relief était fort adouci à l'époque miocène. Cette zone correspondait probablement à une ou plusieurs vallées transversales. Nous savons déjà qu'une semblable pénétration de la plate-forme Riu Ses jusqu'à la ligne de partage des eaux actuelles s'observe le long de la Bistritza (chapitre VI). On voit par là quelle est l'importance à accorder à la coïncidence du cours du Jiu actuel avec une dépression transversale du synclinal de Lainici. Si cette dépression se traduisait dans la surface structurale au moment du premier établissement du réseau hydrographique, elle avait déjà perdu toute importance à l'époque miocène, où l'évolution du relief était poussée ici jusqu'à la maturité. Nous savons qu'il en était de même sur tout le pourtour du Retiezat oriental, et même le long de la Cerna actuelle. La plate-forme Riu Ses est très nette entre Soarbele et Oslia, où elle atteint 1.550 à 1.600 m. Le col de Scocay est entaillé de 400 m., marquant l'ancienne vallée pliocène Jiu-Cerna.

Dans ces conditions, peut-on espérer reconstruire le réseau hydrographique miocène? Nous ne le croyons pas. Outre que la ligne de partage des eaux reste imprécise dans une région de modelé de maturité avancée, il faut songer aux déformations subies depuis par la plate-forme Riu Ses, et dont nous avons déjà analysé les plus importantes. Un ancien cours du Jiu vers le Sud comme nous l'avons jadis supposé (80) reste hypothétique. Il en est de même du réseau s'écoulant par la Cerna et le plateau de Mehedintzi imaginé par M. Nopcsa (132, p. 227). Nous avons vu que les lambeaux miocènes sur lesquels il s'appuie ont été disloqués et que dans le Mehedintzi central il ne reste plus trace de la plate-forme Riu Ses.

On doit s'imaginer la topographie miocène comme celle d'une région de basses collines, presque une pénéplaine, avec quelques montagnes d'une altitude ne dépassant guère mille mètres, séparées par des dépres-

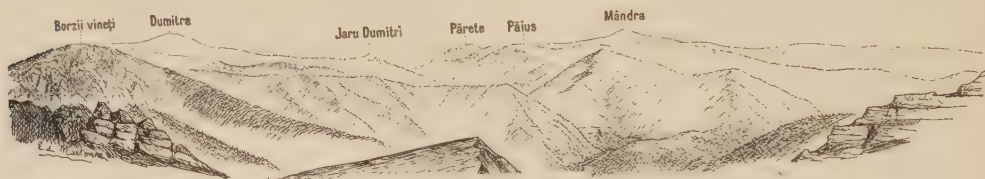


FIG. 66. — *Panorama de la vallée du Jiu pris de Virfu Plesi.*

Plate-forme Riu Ses; plate-forme pliocène et terrasses quaternaires entaillées par le cours sinueux du fleuve.

sions anastomosées correspondant à un réseau de vallées. L'existence des montagnes, restes de la plate-forme Boresco avec ses témoins d'érosion, explique les crues torrentielles des rivières débouchant dans la région de Petrosheni. L'invasion temporaire de la mer dans ce bassin n'était possible que grâce à l'existence de larges couloirs déprimés. Quatre issues existaient pour l'écoulement d'un fleuve ou lac formé à Petrosheni, quatre portes pour l'arrivée des eaux marines : vers le N. par Merishor, vers le SW. par la Cerna, vers le S. par la Bistritza, vers le SE. par le Jiu. Nous ne pouvons décider quelle a été celle suivie.

Le bassin de Petrosheni du pliocène au quaternaire. — Si l'on ne peut retrouver le sens de l'écoulement des eaux à l'époque miocène, peut-on être plus heureux pour le pliocène?

La plate-forme pliocène suivie dans la vallée du Jiu est un couloir relativement étroit. Sa liaison vers le Sud avec la plate-forme Gornovitza n'est pas nette. Vers le Nord, elle aboutit au bassin de Petrosheni, où nous l'avons déjà reconnue, et enjambe le seuil de Banitza-Merisor.

Nous avons vu aussi qu'elle existe dans la vallée de la Cerna, très nette au-dessus de Herculesbad, de plus en plus morcelée vers l'amont, mais reconnaissable de nouveau à Scoca, où elle est en liaison avec la terrasse entamée par les gorges du Jiu Românesc et de Buta. Ainsi le pliocène avait de nouveau amené les vallées principales à la maturité, les lignes de partage des eaux étaient redevenues des seuils insignifiants; il semble aussi difficile de les fixer qu'au miocène. Pourtant nous avons des éléments d'appréciation plus précis : nous connaissons les déformations subies par la plate-forme Riu Ses et nous pouvons suivre les stades du ravinement de la plate-forme pliocène jusqu'à l'état de choses actuel. A ce dernier point de vue, le bassin de Petrosheni mérite de retenir l'attention.

Malgré l'élargissement de l'horizon, qui surprend lorsqu'on débouche du Surduc, la vallée du

Jiu est encore à Petrosheni celle d'un torrent. La pente moyenne du Jiu hongrois et du Jietzu est de plus de 4 m. par kilomètre; celle du Jiu roumain est presque aussi forte. Le régime capricieux du fleuve, ses crues

rendues plus désastreuses par la difficulté de l'écoulement dans le Surduc, tout témoigne d'une extrême jeunesse. La largeur de la vallée tient au facile déblaiement des formations tertiaires. Mais ce déblaiement doit être considéré comme tout récent.

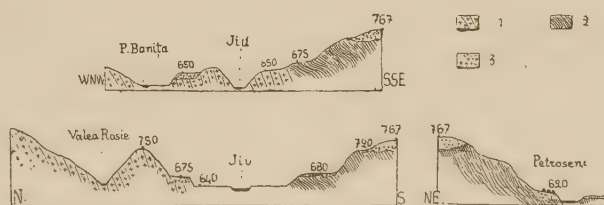


FIG. 67. — Terrasses du Jiu dans le bassin de Petrosheni.

Échelle des longueurs : 1/50.000; des hauteurs : 1/20.000.

1, schistes cristallins; 2, tertiaire; 3, alluvions, limons, cailloutis.

Nous en avons la preuve dans l'existence d'une série de terrasses marquées pour la plupart sur la carte de Hofmann-Inkey. On peut distinguer au moins trois niveaux au Nord de Petrosheni (fig. 67). Les alluvions sont un limon argileux mêlé de cailloutis assez fins et contenant par places de gros blocs de schistes cristallins. Dans la vallée du Jiu Românesc, les terrasses marquées par Hofmann sur la rive droite existent aussi sur la rive gauche. A Lupeni, on trouve jusqu'à plus de 800 m. des placages de cailloutis mêlés à un limon argileux. La seule terrasse continue est celle de 8 à 10 m. sur laquelle sont établis tous les villages et la ville de Petrosheni elle-même. Il existe aussi un niveau moyen de 30 à 50 m. et un niveau supérieur de 80 à 100 m., mais à l'état de lambeaux isolés. On ne constate pas de déformation sensible, comme dans les terrasses des dépressions subkarpatiques de Munténie. La terrasse de Deak, en pente très prononcée, est évidemment un ancien cône de déjection du Jietzu.

La nature limoneuse des alluvions des terrasses est un fait assez singulier. Au débouché du Jietzu, on pourrait invoquer pour l'expliquer les influences glaciaires. Le lavage des moraines du Paringu a pu contribuer sans doute à la formation de ce dépôt, mais on ne peut invoquer la même cause à Lupeni et Uricani, car il n'existe aucune trace glaciaire dans les monts du Vâlcan. Il est permis de se demander si les alluvions des terrasses de Petrosheni ne sont pas dues au remaniement de couches en grande partie disparues. Nous savons que le tertiaire a eu jadis une extension beaucoup plus grande, dont témoignent quelques lambeaux atteignant encore 1.000 m. La terrasse pliocène nivelait tout le bassin de Petrosheni, et le fleuve, qui drainait cette vaste plaine intérieure, devait avoir un régime plus tranquille que celui du Jiu actuel. C'est au lavage de ces alluvions et des limons déposés sur les versants que l'on peut attribuer en grande partie l'origine des terrasses limoneuses de la région.

N'existe-t-il réellement plus aucune trace des dépôts de cette époque? La carte de Hofmann marque jusqu'à plus de 900 mètres des placages de cailloutis et de limons au-dessus de Lupeni. Il existe, en effet, à cette altitude une sorte de méplat, d'autant plus sensible que le torrent descendant de Straja s'est creusé un canyon dans un massif calcaire associé aux schistes du lias. Sur ce méplat, on trouve un cailloutis de quartz avec limon et blocs de schistes cristallins très décomposés, qui rappelle le facies des *Plostinaschotter* du bassin de Hatzeg. C'est le même dépôt dont un lambeau a été conservé, par un singulier hasard, à Banitz, sur le seuil même de partage des eaux entre les bassins du Jiu et du Streiu actuels. Je l'ai visité en 1899 et signalé comme une preuve décisive de l'ancien cours du Jiu vers le Nord. Si l'argument ne me paraît pas maintenant aussi décisif, il est incontestable que ce dépôt indique, là où n'existent actuellement que de petits ruisseaux drainant une région calcaire, le passage d'une rivière importante ayant érodé les schistes cristallins, et par conséquent un déplacement du partage des eaux. On doit demander à d'autres considérations de décider le sens de ce déplacement. En tous cas, on ne saurait voir dans ce lambeau un dépôt local récent. La décomposition profonde des schistes cristallins prouve son ancienneté. Peut-être une étude systématique du bassin de Petrosheni révélerait-elle d'autres lambeaux des hautes terrasses pliocènes, qui ont été presque totalement dispersées par l'érosion quaternaire.

La capture pliocène et ses causes. — Nous avons déjà en mains les

éléments les plus importants du problème du Jiu. Le bassin de Petrosheni a été excavé et approfondi de plus de 200 m. depuis le début du pleistocène. Ses terrasses témoignent d'un creusement par saccades, en rapport avec l'approfondissement graduel du Surduc. La correspondance des niveaux inférieurs avec ceux qu'on observe dans la gorge elle-même prouve que la percée existait déjà au moment de leur formation. Si donc il y a eu renversement du sens de l'écoulement des eaux, ce changement ne peut s'être produit qu'au début du pleistocène ou à la fin du pliocène. Plusieurs faits géologiques et topographiques rendent ce changement très probable. Des lambeaux d'alluvions pliocènes des hauts niveaux très décomposés subsistent à Lupeni et à Banitza, leur position est favorable à l'hypothèse d'un Jiu coulant vers Hatzeg. Le lambeau de Lupeni est en effet à plus de 800 m., celui de Banitza à 700 m. A quelques kilomètres de Banitza commencent, à Krivadia, les puissants dépôts de cailloutis pliocènes qui se suivent jusqu'à Malomvicz.

Les mouvements du sol qui ont inauguré le cycle d'érosion mio-pliocène nous sont connus. Ils sont de nature à avoir forcé les eaux de la région de Petrosheni à s'écouler vers le Nord, même si elle ne suivait pas déjà antérieurement cette route. On sait, en effet, que le bassin de Hatzeg s'affaisse le long d'une dislocation encore bien marquée dans la topographie. La plate-forme Riu Ses, restant à un niveau plus élevé, est ravinée par les rivières transformées en torrents, qui étalent de puissants cônes de déjection sur les bords de l'escarpement. D'autre part, la région Petrosheni-Surduc était assez notablement soulevée et même disloquée. La plate-forme Riu Ses est portée à 1.400, 1.500 m. sur le versant Sud du Retiezat, tandis qu'elle n'est qu'à 1.200 mètres dans les monts du Vâlcan. Le gauchissement du massif ancien a comme conséquence le plissement des formations meubles tertiaires. L'aquitaniien forme une cuvette aux bords relevés. Les eaux ont dû s'y rassembler et s'échapper par le point le plus bas. Ce point ne pouvait être du côté de la Cerna, où la plate-forme Riu Ses est portée à 1.500 m. entre Oslia et Soarbele, pas plus que dans la région du Surduc, où la plate-forme Riu Ses est à 1.500, 1.600 m. Il est vrai que ces chiffres se rapportent à l'altitude absolue actuelle, qui peut être due en partie aux mouvements pliocènes. Mais si nous ne considérons que la différence entre l'altitude de la plate-forme Riu Ses et de la plate-forme Gornovitza, nous trouvons qu'elle est plus forte dans la région du Surduc que partout ailleurs (700 m. au lieu de 400 à 600). Quant à un écoulement par la Bistritza, il est rendu douteux

•

par l'absence de toute trace d'alluvions pliocènes, tandis que ces traces existent dans la région Petrosheni-Merishor. En outre, si l'écoulement avait eu lieu vers le Sud par la Bistritza, la terrasse pliocène devrait traverser les monts du Vâlean de part en part sous forme d'un couloir très net. Or, nous n'en avons trouvé aucune trace sur la ligne de partage des eaux encore formée par la plate-forme Riu Ses.

Au contraire, la plate-forme pliocène pénètre le long de la vallée du Jiu jusqu'à Lainici. L'érosion de l'ancien Jiu, tributaire du Streiu, en poussant sa tête de source très loin vers le Sud, avait ainsi préparé la voie à la capture. Mais, à partir de Rafaila, la vallée du Jiu est entaillée dans une gorge de plus en plus étroite, jusqu'au débouché à Bumbesci. Les seules terrasses qu'on retrouve ensuite sont quaternaires, la plate-forme pliocène a disparu. Le fait est d'autant plus curieux, que le Sadu offre, ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer, une vallée large où se suivent jusqu'au pied du Muncelu les cailloutis pliocènes de la dépression subkarpatique (fig. 68). On ne peut échapper à l'impression que le Sadu était jadis l'artère maîtresse de la région. De tous les points élevés où l'on peut étudier le versant occidental de la vallée du Jiu, on remarque un col très bas ouvrant sur la vallée du Sadu (*Pl. de panoramas C*). En présence de l'encaissement du fleuve vers Bumbesci, on peut se demander si ce col ne marque pas l'ancien débouché. En réalité, il semble que nous ayons ici un des points où le partage des eaux pliocène s'est conservé. L'altitude du col (930 m.) est supérieure de plus de 150 m. aux dernières traces de la plate-forme pliocène qu'on peut observer en y montant de Rafaila.

Tout nous conduit donc à cette double conclusion : au pliocène, le Jiu coulait vers le Nord ; au pleistocène il coulait vers le Sud. Comment s'est fait le changement ? Nous en avons dès 1899 indiqué les deux causes principales : d'un côté, soulèvement du bassin de Petrosheni ; de l'autre, formation des dépressions subkarpatiques. Les conditions de la formation des dépressions subkarpatiques ont été analysées en détail au début de cette étude. Le niveau exceptionnellement bas de la dépression de Târgu Jiu n'est pas dû seulement au large déblaiement des cailloutis pliocènes, mais à ce que la région n'a pas pris part au soulèvement de la zone des collines d'Olténie, qui s'est fait sentir dans les dépressions subkarpatiques à l'Est du Gilortu. Il est même possible qu'il y ait eu un affaissement. Les sondages faits à Târgu Jiu ont traversé 180 mètres de marnes à *Valenciennesia* (Bittner 35). Tandis qu'un appel d'érosion était exercé du côté du Sud, le bassin supérieur du Streiu, encastré dans le massif

karpatique, participait à des mouvements du sol qui devaient favoriser sa dislocation. Nous avons appelé l'attention sur l'horizontalité de la plate-forme pliocène dans le Surduc; son altitude presque constante est de 750 mètres. Une plate-forme correspondant à une ancienne vallée devrait présenter une pente déterminée. Cette pente devait être régulièrement vers le Nord; non seulement elle n'existe plus, mais les traces de la plate-forme pliocène sont plus élevées dans le bassin de Petroszeni que dans le Surduc. Nous les trouvons à 900 et 1,000 m. vers Câmpuluniag, à 800-900 m. vers Lupeni. Il semble donc qu'un mouvement de bascule ait relevé le bassin du Streiu vers le Nord en déformant l'ancienne vallée.

Dans ces conditions, on comprend la capture; elle était inévitable. Une fois que les eaux eurent trouvé leur chemin vers le Sud, la gorge du Surduc s'approfondit rapidement, les vallées affluentes essayèrent de suivre le



FIG. 68. — Vue prise de la terrasse de Bumbesti, montrant l'encaissement du Jiu dans le granite et la large vallée du Sadu avec ses terrasses pliocènes.

mouvement, mais sans y parvenir. La Polatiste et le P. Isvoru se terminent par des gorges impraticables sciées dans la plate-forme pliocène. Le déblaiement du bassin de Petroszeni dans les formations tertiaires fut plus rapide; mais les rivières ayant leur cours supérieur dans les schistes cristallins n'ont pu encore s'accommoder au nouveau niveau de base local. Pas une qui ne présente une gorge et ne soit comme verrouillée au contact du tertiaire et du massif ancien. Telle est l'origine des gorges de Buta, Valea Mare, Bilugu, au N. de Câmpuluniag. Le Jiul Românesc descend du col de Scoca par une gorge semblable. Le Jietzu lui-même débouche au village du même nom d'un canyon creusé dans son ancienne vallée, facilement reconnaissable à 250 m. plus haut.

Le déblaiement du bassin de Hatzeg. — L'histoire du Jiu ainsi reconstituée paraît vraisemblable; on pourrait cependant y faire encore une objection. Si le soulèvement du bassin de Petroszeni et la formation de la dépression de Târgu Jiu pouvaient solliciter l'écoulement des eaux vers

le Sud, le bassin de Hatzeg n'exerçait-il pas un appel vers le Nord? Il y a là un niveau de base presque aussi déprimé et aussi rapproché. Actuellement, si l'on peut noter un avantage dans la lutte entre le Jiu et le Streiu, il est pour ce dernier. Dès qu'on arrive à Merishor, en venant de Petrosheni, on voit brusquement le sol se dérober sous ses pas. La plate-forme recouverte de placages d'alluvions anciennes sur laquelle coule le ruisseau de Banitza, est entaillée profondément par les affluents du Streiu. Krivadia est assis au milieu d'une sorte d'amphithéâtre sur les flancs duquel s'observent partout des arrachements et des glissements des couches argilo-sableuses miocènes. Pour répondre à cette objection, il nous faut analyser l'histoire récente du bassin de Hatzeg.

Notons d'abord que les conditions actuelles de cette région sont certainement fort différentes de celles du pliocène. Le changement est dû à un déblaiement qui date du quaternaire, comme dans le bassin de Petrosheni. Les cailloutis pliocènes montent à 800 m. sur le bord du Retiezat. En tenant compte de la pente des cônes de déjection, on peut estimer à 600 m. l'altitude moyenne de la région avant l'érosion quaternaire, alors que celle de la dépression de Târgu Jiu ne devait pas être de plus de 400 mètres.

Nous avons dans le bassin de Hatzeg, comme dans celui de Petrosheni, toute une série de terrasses, déjà bien observées par Inkey, qui marquent les stades du déblaiement pleistocène. C'est à l'extension de ces terrasses que la région doit son caractère apparent de plaine. En réalité, la plaine n'est qu'une terrasse (la plus basse) entaillée par les cours d'eau principaux, tandis que bon nombre de ruisseaux coulent encore à sa surface. A Ciopea, le Streiu entaille le socle du massif ancien dans une vallée nettement épigénétique; le Riu mare fait de même, avant de venir le rejoindre près de la station Varalja-Hatzeg. Tout le long du cours du Streiu, la terrasse inférieure est dédoublée en deux niveaux de 15-20 m. et 50-60 m., qui se suivent jusqu'au débouché des vallées les plus importantes, à Nucshora, Coroiesti, Urik et Baru mare. On pourrait même distinguer des niveaux intermédiaires, mais un examen attentif convaincra facilement que l'on a affaire moins à de véritables terrasses du Streiu qu'aux cônes de déjection de ses affluents. Le développement de la terrasse supérieure s'observe particulièrement bien de la grande route de Hatzeg. Elle apparaît sous forme d'un plateau dans lequel des brèches étroites sont percées par quelques vallées. Sa hauteur relative par rapport au Riu mare est de 100 à 110 m. Bien qu'elle ait jadis couvert toute la plaine, ce qui en reste est réduit à peu de chose.

Les matériaux des terrasses alluviales du bassin de Hatzeg peuvent être dus en partie au lavage des moraines du Retiezat. Il est remarquable, en effet, que c'est dans les vallées originaires des cirques glaciaires qu'elles remontent le plus haut. La terrasse

inférieure s'insinue jusqu'au cœur de la montagne dans le Riu mare de Urik, le Sibisel, et surtout le Riu mare de Malomvicz. Mais vraisemblablement la plus grande partie de leurs matériaux est due, comme à Petroszeni, au remaniement du pliocène. On ne peut invoquer des influences glaciaires pour la terrasse de Coroiesti, qui remonte jusqu'au pied de Piatra Măceșilor, et celle de Bara mare. Nous savons déjà que les alluvions pliocènes n'ont pas disparu comme à Petroszeni. Les énormes cônes de déjection accumulés sur le bord de l'abrupt du Retiezat septentrional n'ont pu être encore entièrement dispersés, et les cailloutis plus fins se sont conservés dans des synclinaux miocènes (coupe fig. 46, p. 162). La chaîne de collines signalée par Inkey de Malomvicz à Sacel est formée en grande partie de pliocène recouvrant le danien et le sarmatique plissés et érodés. Ses points les plus hauts marquent les seuls restes de la topographie pliocène dans le bassin de Hatzeg¹.

Ainsi c'est par une série de phases de creusement et d'accumulation que s'est développée la topographie actuelle. Pendant les phases d'accumulation, les rivières divaguaient à la surface des cônes de déjection, comme on peut encore les voir faire à la sortie de la montagne; une rivière pouvait se diviser en plusieurs bras, dont l'importance pouvait changer. C'est ainsi que s'expliquent vraisemblablement les nombreux cas d'épigénie. L'un d'eux a été signalé par Inkey comme une capture, mais cette interprétation ne nous paraît pas acceptable. Le Sibisel perçant la haute terrasse et les coteaux pliocènes à Sf.-Petru, au lieu de suivre la pente naturelle de la terrasse de Nucșora vers le NE., n'a fait que s'encaisser pendant une période de creusement, après avoir changé de cours. L'abandon de l'ancien tracé a pu être dû à une plus grande perméabilité des cailloutis où les eaux tendent à s'infiltrer.

Mais quelle cause a pu déterminer les alternatives de creusement et de remblaiement auxquelles la région de Hatzeg doit sa physionomie actuelle? Le creusement est-il dû en partie à un soulèvement, comme dans la région de Petroszeni? Le remblaiement est-il en rapport, comme dans la dépression subkarpatique de Târgu Jiu, avec un affaissement? Des mouvements du sol postpliocènes sont incontestables. Ils sont attestés par le synclinal des graviers de Ohaba et les failles multiples qui les traversent (fig. 46). Mais il n'est guère possible d'apprécier quel a été le sens des mouvements du sol. On doit songer à un autre événement dont l'influence sur le creusement du bassin de Hatzeg a dû être certainement très grande. C'est la disparition, au quaternaire, du lac de l'Alföld. Tributaire du bassin

1. C'est à la même surface qu'il faut rapporter le plateau raviné qui s'étend à une altitude de 400 à 450 mètres de part et d'autre de la large vallée du Streiu en aval de Hatzeg.

pannonique par le Marosh, le Streiu a vu son niveau de base s'affaïsser, à partir du moment où le lac a trouvé un écoulement par les Portes de Fer. La manière dont la haute terrasse est tranchée de Baresti à Valca Dilsî indique nettement que son érosion est due au Riu mare. Sa pente est plus faible que celle de ce cours d'eau; la cause du creusement est donc bien ici vers l'aval, et non vers l'amont.

En résumé, le déblaiement du bassin de Hatzeg est presque entièrement quaternaire. Au pliocène l'altitude moyenne était supérieure de plus de 200 mètres à celle de la région de Târgu Jiu; on s'explique donc l'avantage des rivières du versant roumain. La formation du lac de l'Alföld diminuait encore les chances du Streiu dans la lutte contre le Jiu, qui put ainsi pousser sa tête de source plus loin même que Merishor. Le videment du lac a rendu une nouvelle vigueur au Streiu, et, après le déblaiement du bassin de Hatzeg, nous assistons à des tentatives de reprise sur le Jiu. Déjà le Streiu semble avoir regagné du terrain à Merishor.

Conclusions sur le réseau hydrographique du massif banatique. — On voit que le problème du Jiu nous a entraîné à envisager la plupart des questions touchant au développement du réseau hydrographique du massif banatique. Essayons d'en résumer les faits principaux.

Nous ne savons rien de précis sur la formation du premier réseau hydrographique après la grande période de plissement avec charriage. Certainement les ondulations de la carapace ont dû déterminer l'emplacement des thalwegs. La haute Cerna et le Jiul Românesc correspondent encore à des synclinaux. Au miocène, l'évolution était déjà assez avancée pour qu'une rivière ou un lac formés dans la région de Petrosheni pût s'écouler par trois ou quatre issues différentes et que la mer pût pénétrer par les mêmes couloirs déprimés entre les montagnes qui représentaient les restes de la plate-forme des hauts sommets. Au pliocène, tout semble indiquer que l'écoulement des eaux du bassin de Petrosheni avait lieu vers Hatzeg. Le Streiu poussait même sa tête de source très loin vers le Sud, le long du Surduc, dans une vallée relativement large. Toutes les vallées importantes étaient d'ailleurs parvenues à la maturité, et la ligne de partage des eaux était basse.

Les derniers mouvements du sol amènent un changement radical. Tandis que la dépression subkarpatique de Târgu Jiu se forme, un mouvement de bascule, enregistré par la plate-forme pliocène, soulève de 200 mètres la région de Petrosheni. Un affluent du Sadu gagne ainsi l'avantage sur la



A. — Terrasses quaternaires de l'Oltu à Gâieni
près de la frontière.



tête de source du Streiu vers Lainici. Une fois le théâtre de la lutte transporté dans le bassin de Petroszeni, son avantage s'accuse encore. Déjà le déblaiement de la dépression de Târgu Jiu jusqu'au niveau actuel est accompli, alors que le Streiu est paralysé par le lac de l'Alföld. Quand le videment du lac lui a rendu une nouvelle vigueur, il est trop tard, le creusement du bassin de Petroszeni est à peu près achevé. Depuis le déblaiement du bassin de Hatzeg, le Streiu reprend l'avantage, mais cette nouvelle phase de la lutte n'en est encore qu'aux premières escarmouches.

Le problème de l'Oltu; historique. — Comme le problème du Jiu conduit à l'étude de presque tout le massif banatique, le problème de l'Oltu implique l'histoire de tout le massif transylvain et même des régions voisines.

Le nombre des auteurs qui s'en sont occupés est encore plus grand que pour le Jiu. Le rôle historique du défilé de la Tour Rouge, son caractère de grande voie de communication, l'importance même du fleuve, qui vient de plus loin et roule une masse d'eau plus considérable, expliquent cet intérêt. La percée est d'ailleurs plus complète que celle du Jiu; c'est toute la chaîne karpatique qui est traversée de part en part. Le fait attire d'autant plus l'attention que le fleuve, avant d'aller donner tête baissée contre l'obstacle en apparence infranchissable, s'est étalé dans des bassins intérieurs qui sont de véritables plaines, non plus des régions de collines comme le bassin de Petroszeni, et se distinguent au premier coup d'œil, même sur une carte d'échelle très réduite, avec l'aspect d'anciens lacs (plaines de Fogarash, Haromszeg, Czik).

Reclus avait remarqué cette disposition, et attribue la formation du défilé au videment de lacs correspondant à ces bassins. Lehmann ne croit pas qu'on puisse expliquer la percée de l'Oltu par l'érosion seule, mais il a vainement cherché, comme pour le Jiu, des traces d'une faille (75, p. 344). Hauer (59, p. 262) signale des terrasses diluviales au défilé même de la Tour Rouge. Inkey croit remarquer une certaine discordance entre la tectonique des deux rives, qui aurait pu préparer le chemin à l'érosion par une fracture superficielle dont toute trace aurait maintenant disparu (66, p. 31). Toutefois, il attribue la formation de l'Oltu actuel à la capture d'une ancienne rivière transylvaine affluent du Marosh par une rivière roumaine, mais sans s'expliquer sur l'âge de cette capture. Rehmann et Romer (146) ne voient pas d'autre explication possible que l'explication tectonique. Comme Inkey, Mrazec a étudié minutieusement la vallée sans découvrir trace d'une faille transversale (115 et 108). Comme Rehmann, Supan (*Oesterreich-Ungarn*, p. 206) suppose que la communication des bassins de Haromszeg

et Fogarash se faisait jadis par Vledeni. Murgoci signale, comme pour le Jiu, l'influence possible d'une ondulation transversale de la nappe charriée (127).

On peut s'étonner qu'aucun auteur n'ait songé à invoquer la surimposition, explication d'autant plus naturelle qu'une partie de la percée se fait dans un bassin de flysch. Il est vrai que l'extension de ce bassin n'est connue que depuis peu.

Les conditions de la vallée de traverse. — Comme pour le Jiu, étudions d'abord la percée fluviale elle-même. On comprend difficilement ici la vogue de la théorie des fractures. Si le couloir étroit où serpente le Jiu évoque naturellement à l'esprit l'image d'une fissure béante de l'écorce terrestre, la percée de l'Oltu n'est nullement une gorge continue. La pente seule du fleuve indique déjà une vallée beaucoup moins jeune que celle du Jiu. Elle n'est que de 1/800 de Boitza à Calimaneschi (365-290 m.). Ce n'est qu'au début et à la fin, à la Tour Rouge et à Cozia, que l'Oltu s'encaisse réellement entre des parois abruptes et élevées. Depuis le confluent du Lotru jusqu'à Căineni, la vallée est presque aussi large que dans la zone des hautes collines de Valachie. Des terrasses accompagnent le fleuve, qui forme même des îles; à Racovitza et Saracineschi s'étale une plaine alluviale large de plusieurs kilomètres. La feuille Căineni au 1/75.000 (ancienne édition) représentait depuis longtemps assez fidèlement cet état de choses, même en territoire roumain. Les parties réellement étranglées de la vallée ne percent pas les crêtes les plus élevées, mais semblent avoir choisi un point bas. Quand on contemple de la plaine de Hermannstadt le panorama des Karpates, on ne peut manquer d'être frappé par l'abaissement des crêtes vers la Tour Rouge : il semble qu'on voie s'ouvrir une grande vallée, mais la vallée d'un fleuve qui viendrait du Sud. Je signalais cet aspect en 1900 (89, p. 69). La feuille Rotenturm montre que le défilé est réellement entaillé dans une plate-forme de 800 m. d'altitude. Le défilé de Cozia a beaucoup plus l'air d'une porte fermée. Les escarpements de gneiss et de micaschiste y sont plus sauvages que les pentes boisées de la Tour Rouge. Pourtant nous avons vu que Forfecă est un fragment d'une plate-forme de 700 à 800 m. qui se continue vers le Sud. Lorsqu'on est prévenu, on peut très bien la reconnaître en venant de Calimaneschi. La vallée actuelle paraît encaissée dans une ancienne vallée.

Nous savons que ces hauts niveaux d'érosion correspondent à la plate-forme pliocène. Mais même si nous ne connaissions des Karpates méridionales que les abords de la percée de l'Oltu, nous pourrions conclure que cette percée s'est faite en suivant une zone déprimée marquant, sinon

un ancien passage fluvial à travers les hautes Karpates, du moins un point où l'érosion avait depuis longtemps abaissé la ligne de partage des eaux. La grande extension du flysch dans la région Brezoiu-Titesci est une preuve géologique qu'il y a eu ici depuis longtemps une dépression orographique, et explique un travail plus rapide de l'érosion, grâce au caractère meuble des grès tertiaires.

Évidence d'un ancien écoulement vers le Nord. — La percée de l'Oltu daterait-elle du pliocène? Serait-elle même plus ancienne? Nous croyons pouvoir conclure des faits topographiques et géologiques maintenant connus, qu'un ancien écoulement vers le Nord a réellement existé, comme l'a supposé Inkey. On a déjà noté la large ouverture de la montagne vers le Nord. La plate-forme pliocène, étroite et déchiquetée à Cozia,

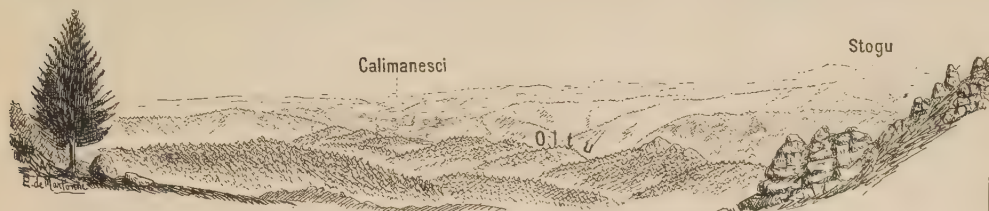


FIG. 69. — Débouché du défilé de l'Oltu sur le versant S.
Vue prise du Cozia, montrant l'extension de la plate-forme pliocène sur le flysch.

s'étale largement à la Tour Rouge. La disposition du réseau hydrographique indique le sens de l'écoulement des eaux (fig. 60, p. 192). Le P. Baias paraît avoir utilisé dans son cours moyen une ondulation synclinale du flysch, mais perce dans son cours inférieur les micaschistes dégagés en anticlinal. Plus étonnant encore est son affluent le P. Gressilor, qui vient du Sud, perce l'anticlinal du Cozia et pousse sa tête de source sur son flanc S., coulant ainsi en sens inverse de la pente des couches pendant la plus grande partie de son cours. Un pareil empiétement n'a pu se produire qu'à une époque où les eaux s'écoulaient vers le Nord.

Comme pour le Jiu, les dislocations tertiaires ont d'abord été favorables au drainage vers la Transylvanie. Nous savons que la plate-forme Riu Ses a été soulevée du côté du Sud. L'anticlinal du Cozia, s'il n'était pas partout rompu sur son flanc N., était partout nettement dissymétrique. Ainsi s'expliquerait l'avantage pris par le P. Baiasi et le recul du partage des eaux vers le Sud. L'existence d'une large vallée à la Tour Rouge est suffisamment indiquée par l'extension de la plate-forme Riu Ses dans la

partie nord du bassin de Titești et au pied des hauts sommets de la chaîne du Negoiu (*Pl. de panoramas* A). Il y avait là depuis longtemps une région aplanie par l'érosion avec tout un réseau de vallées.

Existence de la percée au quaternaire; les terrasses. — A quelle époque s'est donc établi le drainage actuel? L'étude des terrasses alluviales de l'Oltu montre qu'il existait déjà au quaternaire.

Ces terrasses, très développées entre Brezoiu et Căineni, sont le premier fait qui attire l'attention lorsqu'on aborde le problème de l'Oltu. On retrouve des terrasses près de l'entrée du défilé de la Tour Rouge, à Boitza et à la sortie du défilé de Cozia à Calimănesci. Inkey et Lehmann les ont signalées. Neugeboren avait dès 1852 indiqué l'existence de terrasses à la Tour Rouge et y avait même trouvé une dent d'éléphant (Hauer 59, p. 262). Nous avons, en 1899 et 1900, fait une étude détaillée de ces terrasses, mais le résultat a été négatif au point de vue de l'explication de la percée de l'Oltu.

Toutes ces terrasses sont quaternaires. La plupart sont d'anciens cônes de déjection recoupés par l'érosion jusqu'au socle des roches en place; aussi leur pente latérale est-elle assez forte et ne peut-on déterminer exactement l'altitude au-dessus du thalweg. Les tranchées de la chaussée et du chemin de fer permettent parfois d'observer très nettement la superposition de deux cônes de déjection (Răcovitza). L'épaisseur considérable de limon lessivé est remarquable. Il y a aussi de fausses terrasses rocheuses déterminées par des boucles fluviales actuelles (Proieni) ou anciennes (Sărăciănesci). Les seules terrasses nettement horizontales sont celles de Căineni et Sărăciănesci (10 à 15 m). Le niveau inférieur correspond à la basse terrasse de Boitza et Porcesh (15 à 20 m.) et se retrouve à Calimănesci (15 m.). Le débouché du P. Griblesci est marqué par une série de terrasses qui semblent correspondre à un ancien cône de déjection atteignant 60 à 80 m. au-dessus du fleuve actuel. Les lits de cailloutis cristallins alternant avec le limon lessivé sont nettement inclinés vers l'Oltu (tranchée de la route Căineni-Griblesci). On peut faire les mêmes constatations à Copăceni, au débouché du ruisseau de Titești. A Porcesh, au pied du Wartberg, nous avons une terrasse de 70 m. très nette. A Calimănesci, existe une terrasse de cailloutis avec limon, inclinée vers l'Oltu et tranchée au-dessus du village à une altitude de 70 à 80 mètres.

Malgré l'irrégularité due aux cônes de déjection, la correspondance des niveaux est assez nette pour qu'on puisse tenir pour certaine l'existence de la percée de l'Oltu au quaternaire. C'est le seul résultat que donne l'étude des terrasses accompagnant le thalweg actuel de l'Oltu.

Renversement du drainage au pliocène. — Comme pour le Jiu, nous arrivons à localiser l'âge du renversement du drainage, en constatant qu'il

avait lieu vers le Nord dans le cycle d'érosion miopliocène, et qu'au quaternaire les conditions actuelles étaient déjà réalisées. L'extension de la plate-forme pliocène nous permet de comprendre comment a pu s'opérer la capture. Nous savons qu'elle existe encore dans le bassin de Brezoiu et sur tout le tour du bassin de Titesci, la jonction topographique ayant lieu par une série de croupes basses le long du flanc nord du Cozia. Les rivières avaient pu, depuis les dislocations miocènes, reconquérir leur profil d'équilibre et élargir facilement leurs vallées dans le flysch jusqu'à la formation d'une vaste dépression; l'aplanissement s'était étendu par endroits jusqu'aux schistes cristallins.

Ce sont les alluvions limoneuses pliocènes provenant en grande partie de la décomposition du flysch qui ont dû fournir la plus grande partie des matériaux des cônes de déjection de la vallée de l'Oltu. La nature limoneuse de ces dépôts ne saurait guère s'expliquer autrement. Parfois ils sont entièrement formés d'un véritable loess, avec lits de cailloux très ténus. Là où la terrasse pliocène est encore bien conservée sur le flanc S. du Cozia au N.-E. de Giblea, on trouve encore les alluvions anciennes sous forme de cailloutis fins limoneux couvrant toutes les crêtes. La topographie de toute la région Brezoiu-Titesci devait être, au pliocène, pareille à celle qu'on reconstitue aisément en comblant les vallées étroites entaillées dans le plateau au N.-E. de Giblea.

La ligne de partage des eaux, devenue assez basse pour qu'un mouvement du sol permît aussitôt au bassin le plus favorisé de prendre l'avantage, ne peut être retrouvée dans la topographie actuelle. Il est probable qu'elle a été emportée par l'érosion quaternaire, car elle se trouvait vraisemblablement dans la région du flysch. Le nivellement du cristallin à Forfeca et la continuité de la plate-forme pliocène de Brezoiu avec celle du bord méridional du Cozia indiquent que le Lotru prenait déjà à cette époque la direction du Sud.

Quelles circonstances lui ont assuré la victoire dans la lutte contre le P. Baiasi qui avait pu jadis empiéter jusque sur le versant S. de l'anticlinal du Cozia? Vraisemblablement les mêmes qui ont déterminé la capture du Jiu : affaissement du côté roumain, soulèvement du côté transylvain. Mais ces mouvements du sol ne sont pas limités à la bordure de la montagne, ils se sont fait sentir d'un côté sur tout le bassin transylvain, de l'autre jusqu'au Danube. Comme le problème de l'Oltu est plus vaste et plus complexe que celui du Jiu, les influences qui ont déterminé l'état de choses actuel ont retenti sur un théâtre plus vaste. Nous sommes ainsi

amenés à faire encore quelques pas en dehors du domaine propre de nos recherches, en suivant l'Oltu jusqu'à la plaine valaque et en examinant rapidement la topographie du bassin intérieur de Transylvanie.

Affaissement de la Munténie. — L'existence de mouvements du sol à la fin du tertiaire dans la zone subkarpatique, au débouché même de l'Oltu, ne peut plus faire de doute. On connaissait déjà les dislocations compliquées du massif de sel de Târgu Ocna (Mrazec 116). M. Murgoci a récemment montré que, de Gura Vâi jusques et au delà d'Ocnele Mari, la formation salifère est plissée légèrement et coupée de failles (126, fig. 4). Comme dans la région Horezu-Slatiora, il y a dans l'ensemble affaissement vers le Sud, avec renversement du plongement dans la zone subkarpatique. Il y eut donc ici aussi une dépression subkarpatique, mais ce n'est pas à sa formation qu'on peut attribuer le détournement du cours de l'Oltu. Son histoire n'est pas comparable à celle de la dépression de Târgu Jiu, mais à celle des dépressions à l'Est du Gilortu, auxquelles les mouvements du sol récents n'ont pas laissé le temps de faire sentir leur action sur les rivières subkarpatiques, car toute l'énergie de l'érosion y a été employée à rétablir le profil d'équilibre des cours d'eau et s'est consumée dans une lutte stérile amenant une série de captures. Ici, le débouché du puissant Oltu est venu compliquer les choses. Son érosion a fait disparaître à peu près complètement toute trace de l'ancienne dépression subkarpatique, qui se trouvait à un niveau de plus de 200 mètres au-dessus de son thalweg. Aussi n'avons-nous pas parlé d'une dépression subkarpatique de l'Oltu, bien qu'elle ait certainement existé, parce que, géographiquement, il n'en reste à peu près aucune trace.

Ce n'est donc pas l'histoire de la zone subkarpatique qui explique celle de l'Oltu. L'appel exercé à la fin du pliocène ou au début du quaternaire sur l'érosion du versant S. des Karpates est parti de plus loin. Il est dû à l'affaissement de la basse Munténie, qui peut être prouvé par des faits géologiques et topographiques depuis le pliocène récent jusqu'au pleistocène et même jusqu'à l'époque actuelle.

Le soulèvement des collines d'Olténie a été suffisamment mis en lumière au début de cette étude. Il devait correspondre à un affaissement de la Munténie. Cet affaissement est rendu évident par les travaux exécutés pour des ponts au bord du Danube et les sondages faits dans la plaine valaque. A Giurgiu et Cernavoda, on a constaté l'existence de lambeaux de calcaires mésozoïques sur la rive gauche du Danube,

recouverts par les couches à paludines¹. A Marculesci, dans le Baragan, un sondage poussé à 750 m. de profondeur a montré que le sarmatique, qui s'étale sur le plateau bulgare à 250 m. d'altitude, est ici recouvert par le pontien à 200 m. de profondeur, et a traversé le pleistocène jusqu'à 72 m., soit 30 m. au-dessous du niveau de la mer (Alimanesteanu **31-32**). On en a conclu à l'existence d'une faille ayant déterminé le tracé du Danube. Cette dislocation doit être plus récente qu'on ne l'a cru (Mrazec **108**) et que je ne l'ai indiqué moi-même (**89**, p. 195). Elle date vraisemblablement de la fin du pliocène et marque la limite vers le Sud de l'affaissement de la plaine valaque.

Le plateau bulgare, dont le bord sapé par le Danube se dresse en falaise, s'est étendu beaucoup plus loin au Nord jusqu'à une époque récente. A Marculesci, le sarmatique repose directement sur les calcaires mésozoïques; il débute même par des couches à facies littoral. Le flysch et le salifère se sont déposés plus au Nord. Ce n'est pas une dislocation, mais un mouvement positif, qui a fait reculer le rivage et a permis à la mer sarmatienne d'envahir le plateau correspondant probablement à notre plateforme Riu Ses des Karpates. La preuve qu'il n'était pas encore brisé est donnée par la suite de son histoire. La mer recule, en effet, vers le Nord et l'Ouest après le sarmatique. Le pontien et surtout le plaisancien se localisent dans le N. de la Munténie et l'Olténie. L'extension du Palla, signalée par M. Murgoci dans toute la région subkarpatique de l'Olténie (**126**), rend nécessaire l'existence au Sud d'un continent où se seraient ouvertes à l'air libre les bouches des volcans qui ont émis ces tufs. L'existence du plaisancien inférieur seul à Bucarest et Slatina (S. Stefanescu **167**, p. 160-162), son absence à Marculesci (Alimanesteanu **31-32**), confirment cette supposition. Un léger soulèvement du sol avait donc exondé à la fin du miocène le plateau bulgare et préparé la dessalure des eaux pontiennes en transformant le golfe valaque en une lagune isolée. L'évolution des formes de *Tylotoma* suivie par S. Stefanescu montre une dessalure complète à la fin du plaisancien. C'est alors qu'a lieu le soulèvement de l'Olténie, qui permet au lac de se vider vers l'Est; et ce n'est qu'à ce moment qu'on peut placer l'affaissement de la Munténie, rendu indiscutable par la position du pontien à Marculesci. Cet affaissement est incompréhensible à une date antérieure. La faille en gradins supposée à Giurgiu-Cernavoda marquerait le point où le mouvement a abouti à une rupture. L'affaissement a lentement continué pendant tout le quaternaire, comme l'indique la présence des graviers pleistocènes à 30 m. au-dessous du niveau de la mer à Marculesci.

Les terrasses de l'Oltu. — Cet affaissement de la plaine valaque permet d'expliquer les terrasses de l'Oltu et même celles du Jiu à Craiova signalées comme une preuve de mouvements eustatiques par Sevatos (**154**). Ce n'est pas en étudiant en un seul point les terrasses d'une rivière qu'on peut éclaircir leur origine. Nous nous sommes efforcés en 1900 de suivre

1. Cobalcescu, **38**. — Licherdopol I, Bucurestii, p. 18-20. — Mrazec, **108**, p. 34-36.

les terrasses de l'Oltu de Râmnic à Dragashani. La carte de Szatmary (f. V4, V5, V6, et V7) en montre nettement l'extension, mais malheureusement sans cote.

La terrasse inférieure n'est pas régulière; il faut se garder de la confondre avec les cônes de déjection récents recoupés. A Riureni elle est formée de cailloutis assez grossiers ravinant irrégulièrement le pontien; à Dragashani elle est entièrement limoneuse. La terrasse supérieure, très nette au N. du Topolog (75 à 85 m.), disparaît au S. et reparait à Dragoesci. De là, on la suit jusqu'à Dragashani et Cucuietzi, où elle se confond avec le plateau dans lequel la vallée est entaillée de 100 m. La terrasse moyenne est seule facile à suivre d'un bout à l'autre sur la rive gauche. (Sur la rive droite existent de nombreuses fausses terrasses dues à des tassements et glissements de terrains.) Sa hauteur relative augmente vers l'aval, passant de 35 à 40 et 50 m. Elle finit par se confondre avec la terrasse diluviale, qui s'étend jusqu'au Danube à partir de Slatina.

Nous avons donc ici le même phénomène que dans le bassin de Hatzeg. Le creusement dans les terrasses est plus accentué vers l'aval; c'est de ce côté qu'il faut donc en chercher la cause. La continuation du mouvement d'affaissement de la basse Munténie pendant le quaternaire étant géologiquement démontré, il suffit d'admettre que le mouvement ait présenté deux phases d'intensité plus grande pour expliquer la formation des terrasses.

Exhaussement et érosion du bassin transylvain. — L'affaissement quaternaire de la basse Munténie n'était que la suite du mouvement pliocène et qui détermina le renversement du drainage vers le Sud grâce à sa coïncidence avec un soulèvement du côté transylvain.

La participation du bassin tertiaire de Transylvanie au soulèvement karpatique est *à priori* très vraisemblable. Si cette terre classique des études stratigraphiques et paléontologiques n'a guère été encore étudiée à ce point de vue, les faits géologiques mis en lumière sont favorables à cette hypothèse. L'activité volcanique qui s'est manifestée à la fin du tertiaire est connue depuis longtemps. Si la quasi-horizontalité des couches est la règle générale, on sait que vers le Hargitta l'éocène a subi le contre-coup des mouvements karpatiques (A. Koch 69, fig. 3, p. 217; fig. 10, p. 354). Dans le Nord, près de Banya, au confluent du Samos et du Lapos, un bombement anticlinal est traversé d'une multitude de failles (*id.*, p. 323). Les couches aquitaniennes sont aussi faillées à l'Ouest près de la percée du Samos (*id.*, p. 367).

On peut espérer que les géologues hongrois sauront retrouver les dis-

locations des couches du Bassin transylvain, comme on l'a fait pour le bassin de Paris; mais dès à présent nous pouvons conclure que cette région en apparence tranquille n'est pas restée entièrement étrangère aux soulèvements des Harpates. Le modelé actuel est donc de date récente; il est tout entier l'œuvre du cycle d'érosion postpliocène. En particulier, les plaines de Haromszeg et de Fogarash sont dues à un débilement quaternaire postérieur à la formation de la perrée de l'Oltu.

Formation des bassins de Haromszeg et de Fogarash. — L'existence de ces plaines déprimées semble au premier abord peu favorable à la théorie d'une capture venant du Sud. Mais, comme pour le bassin de Hatzev, nous avons affaire à des dépressions excavées depuis peu. L'exis-

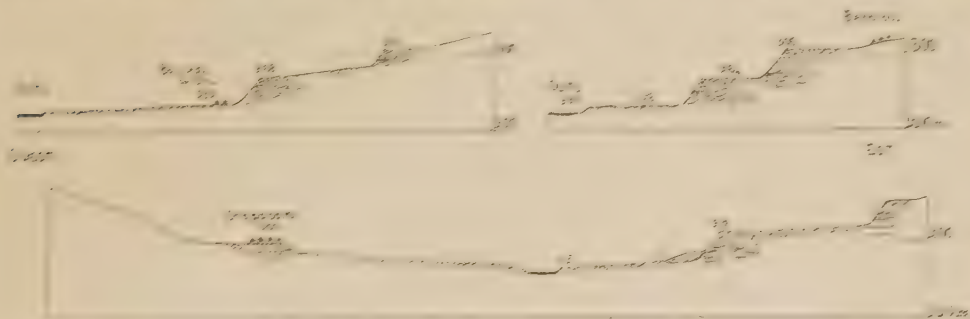


Fig. 79. — Terrasses de l'Oltu en Roumanie. — Échelle des longueurs : 1 100,000; des hauteurs : 1 20,000.

tence de lacs à l'époque quaternaire sur l'emplacement de ces bassins est douteuse et n'a été encore prouvée par aucun fait géologique. Par contre, les dépôts pliocènes témoignent de la permanence des eaux définitivement desséchées jusqu'au pliocène moyen, et de mouvements du sol postérieurs à l'assèchement de ces lacs¹.

Il existe dans tout le bassin de Haromszeg deux terrasses. La terrasse inférieure 40 à 45 m. est quaternaire; la terrasse supérieure très nette à Krassó, se suit vers le Nord à une altitude moyenne de 500 m. D'après M. Lorenthey, elle est formée généralement par la la moraine, mais s'étend aussi sur les conglomérats cristallins qui forment tous les monts de Haras et la plus grande partie des monts de Podiahi. Ce n'est donc pas la trace de l'ancien rivage du lac levantien, mais une terrasse d'érosion. La levantien monte dans les monts de Haras jusqu'à 100 mètres au S-E, jusqu'à

1. Nous devons à l'obligeance de M. Lorenthey la communication de faits très importants à cet égard, concernant un peu de terrain plus récent et plus élevé que dans le grand amphithéâtre.

740 au N.-W. Le bassin pliocène de Haromszeg, beaucoup plus étendu que le bassin actuel, ne communiquait pas avec le bassin de Fogarash; la faune n'est pas la même des deux côtés; il est même curieux de constater que les éruptions volcaniques n'ont pas les mêmes caractères: trachytiques d'un côté, andésitiques de l'autre. On voit combien la géographie levantine différerait encore de l'état de choses actuel. L'Oltu ne peut vraiment pas dater de plus loin que la fin du pliocène.

Dans quel sens s'écoulaient les eaux des lacs plaisanciens? L'existence du levantin dans les monts du Buzeu rend vraisemblable une communication avec la Munténie; ses couches fortement plissées ont été déjà en grande partie dispersées par l'érosion. Le levantin du bassin de Haromszeg n'est pas lui-même exempt de dislocations.

Dans le bassin de Fogarash, le levantin n'est bien développé qu'au NE. Cependant nous avons signalé une terrasse très nette sur le flanc N. des Fogarash. Son altitude correspond à peu près à celle de la plate-forme du bassin de Haromszeg; elle s'étend comme elle sur des terrains anciens. C'est un reste de la topographie pliocène postérieur à l'assèchement des lacs levantins, antérieur à la formation de la percée de Oltu. Le déblaiement du bassin de Fogarash, favorisé par l'extension des dépôts meubles levantins, a commencé à partir du moment où le Lotru a poussé sa tête de source sur le versant nord et où le nouvel Oltu a approfondi son thalweg sous l'influence de l'affaissement prolongé de la basse Munténie. C'est ce que confirme l'étude des environs de Boitza.

Le relief mouvementé des collines tertiaires à l'entrée même du défilé est au premier abord difficile à comprendre (V. 1/75.000, f. Rotenturmpass). Comme une série de bastions gardant la porte de la Tour Rouge, se dressent les hauteurs du Wartberg et du Landskron, formées de conglomérats¹. Le calcaire éocène, dont les lambeaux faillés s'observent au-dessus de Porcesh jusqu'à 650 m., est la dernière trace de dépôts jadis beaucoup plus étendus, témoignant du soulèvement tertiaire des monts de Fogarash. Recouverts par les mêmes conglomérats, ces lambeaux montaient autrefois jusqu'à 700 ou 800 m. La conservation de ces couches ne s'explique que parce qu'elles ont été mises à jour tout récemment, depuis l'établissement du cours de l'Oltu vers le Sud et le déblaiement de la plaine de Fogarash. L'enlèvement des marnes, sables et tufs néogènes a dégagé le conglomérat. Le sommet du Wartberg est probablement un reste de la topographie pliocène, comme la plate-forme qui suit le pied du versant Nord des Fogarash.

1. Eocènes d'après Hauer (59), ces conglomérats sont oligocènes d'après Koch (69). Ils sont identiques au banc peu épais recouvrant le calcaire grossier de Porcesh. J'ai pu constater moi-même en 1900 l'affleurement des argiles gris-bleu inférieures aux calcaires grossiers dans les berges du Cibin au-dessous du Wartberg, affleurement indiqué par Koch, sous réserves d'après Bielz.

Au déblaiement rapide qui suivit la formation de l'Oltu a succédé pendant le quaternaire un remblaiement. La plaine de Fogarash est, comme celle de Hatzeg, un complexe de terrasses emboîtées et de cônes de déjection très étalés, qui ont rejeté le cours de l'Oltu vers le Nord (f. Arpas desus, Leskirch, Fogarash). De là vient son irrégularité, les parties marécageuses dans les angles compris entre deux cônes, la multiplication des ruisseaux nés d'infiltrations latérales. Les influences glaciaires ont pu n'être pas étrangères à ce remblaiement en lui fournissant des matériaux en abondance. La terrasse inférieure est la plus régulière. Elle se lie à Boitza à celle du défilé de la Tour Rouge et conserve son altitude relative de 20 m. Autant que les cônes de déjection et les érosions permettent d'en juger, la terrasse supérieure correspond à la terrasse moyenne de l'Oltu roumain, son altitude diminuant vers l'amont (70 m. à Porcesh, 50 à Avrig). Les deux terrasses cessent dans le défilé entre Agostonfalva et Rakos. Mais on peut suivre de nouveau la terrasse de 50 à 70 m. à partir de Kopec jusqu'à Marienburg et dans tout le bassin de Haromszeg, avec une hauteur relative encore moindre (45, puis 40 m.). Quant à la terrasse inférieure, elle a perdu toute individualité. Les torrents convergeant vers Marienburg, au nord de Kronstadt, coulent tous à la surface de cônes de déjection conjugués, dont les sommets sont engagés dans la montagne jusqu'à des altitudes de 700 à 750 m. L'alluvionnement du bassin de Haromszeg continue donc encore, à l'heure actuelle, tandis qu'il y a érosion dans le bassin de Fogarash¹. On est en droit de supposer que cet alluvionnement excessif est dû en partie à la surexcitation de l'érosion torrentielle par le soulèvement de la montagne qui a continué dans la région du flysch pendant le quaternaire.

Changements récents au profit du Marosh. — L'étude des bassins de Fogarash et Haromszeg ne fait que confirmer l'interprétation donnée à la percée de l'Oltu. On arriverait aux mêmes conclusions en poussant plus loin l'examen du bassin de Transylvanie. Des études topographiques et géologiques réservées aux géographes hongrois nous feront sans doute connaître plus tard les stades du modelé de cette région, tout entier dû à l'érosion pliocène et quaternaire. La présence d'un manteau de loess épais et les multiples glissements du sol qui forment partout de fausses terrasses

1. C'est ce qui explique le contraste si marqué sur le seuil de Vladeni, entre l'encaissement des ruisseaux coulant vers l'Ouest et le régime des eaux qui vont vers l'Est, coulant à fleur de sol ou se perdant dans le loess. Un ancien passage de l'Oltu par ce seuil, comme l'ont supposé divers auteurs, est peu vraisemblable.

rendent ces recherches très délicates. Nous pouvons cependant tenir déjà comme certain que les vallées du Kokel et du Marosh sont de formation récente. Leur approfondissement au-dessous du niveau de l'Oltu à Boitza et le remaniement général de la topographie de leur bassin ont été accélérés par l'assèchement du lac de l'Alföld et l'affaissement de la plaine hongroise. Cet affaissement paraît, d'après les sondages, avoir dépassé celui de la plaine de Valachie, qui est plus ancien. Le quaternaire a été rencontré au centre de l'Alföld jusqu'à plus de 200 m. au-dessous du niveau de la mer (Halavats 56). Aussi voyons-nous l'érosion des rivières tributaires du bassin pannonique gagner actuellement sur le bassin de l'Oltu. A l'Ouest de Hermannstadt, le ravinement vigoureux des têtes de sources du Techerbach à Omlas et Aciliu marque une attaque contre laquelle se défendent mal les affluents du Cibin (f. Hermannstadt).

La vallée du Weissbach, au N. d'Hermannstadt, est encore un exemple plus démonstratif. Il ne faut pas y voir, comme Inkey semble avoir voulu l'indiquer et comme nous l'avons d'abord cru, l'ancienne vallée de l'Oltu s'écoulant vers le Nord. Cette vallée n'a probablement pas laissé de traces dans la topographie. Mais tout indique que le bassin de l'Oltu s'étendait encore récemment jusque près de Kaltwasser-Schelken. La plaine de Hermannstadt va en s'effilant vers le Nord jusqu'à 1 ou 2 kilomètres de cette localité, où elle disparaît. Le Weissbach, affluent du Marosh, a poussé sa tête de source jusqu'à Vizakna, ravinant l'ancienne vallée du Krumbach, affluent de l'Oltu, transformée en terrasse de plus en plus entaillée vers le Nord. Les mines de Vizakna se sont installées dans sa tranchée, qui a mis à nu le salifère. Le Krumbach, coulant à la surface de la terrasse au nord de Hermannstadt, a toutes les apparences d'un cours d'eau décapité. Le Cibin, à Hermannstadt, n'entaille la terrasse que de quelques mètres, alors que le Weissbach y a déjà creusé son lit de 27 m. à Vizakna, de 35 m. à Mundra, et de 80 m. près de Kaltwasser, sur l'ancien partage des eaux.

Conclusions sur l'Oltu. — L'histoire des vallées transversales présente dans les Alpes de Transylvanie des caractères assez constants. Comme le Jiu, l'Oltu s'est formé par conquête du drainage méridional aux dépens des cours d'eaux du versant nord. Tout prouve qu'avant le pliocène la région de la Tour Rouge voyait déboucher vers le Nord un fleuve venant du Sud. Il est, d'autre part, certain que la percée actuelle existait au quaternaire. Le changement se place donc à la fin du pliocène. Il avait été préparé par le nivellement de la région Brezoiu-Titesci et l'abaissement du partage des eaux grâce à l'extension des couches meubles et du flysch. Les événements décisifs sont, d'un côté, l'affaissement de la basse Munténie, de l'autre le soulèvement de la région transylvaine. La faille supposée le

long du Danube marquerait le point d'enfoncement maximum de la plaine valaque, qui, jusqu'au plaisancien, faisait encore partie du plateau bulgare. L'affaissement continue jusqu'au quaternaire, comme le prouvent le sondage de Marculesci et les terrasses du cours inférieur de l'Oltu. En même temps, les lacs levantins de la Transylvanie, qui s'écoulaient jadis soit vers le Buzeu, soit vers le Marosh, s'étaient asséchés; leurs dépôts avaient été soulevés avec le reste de la Transylvanie, qui ne pouvait rester étrangère aux mouvements des Karpates.

La conséquence de ces événements est la capture par le Lotru du P. Baiasi. La vallée s'approfondit rapidement sous l'influence de l'affaissement qui se continue encore au début du quaternaire; le déblaiement des argiles plaisanciennes crée le bassin de Fogarash, puis celui de Haromszeg, après formation du défilé de Rakos. Un ancien passage du fleuve par Vladeni reste sans preuve. La terrasse de la plaine de Fogarash ne monte pas jusqu'au partage des eaux, seuil large semblable à celui qui devait séparer les deux bassins avant l'établissement du cours actuel de l'Oltu.

Le remblaiement des bassins de Fogarash et Haromszeg peut être dû en partie aux influences glaciaires, et en partie aux mouvements quaternaires dans les monts du Buzeu. Depuis que l'assèchement du lac de l'Alföld s'est accompli et que l'affaissement s'est dessiné sur son emplacement, les rivières hongroises victimes des rapines des fleuves roumains ont recommencé à prendre l'avantage. Le décapitement du Cibin est l'épisode le plus frappant de cette nouvelle phase de la lutte.

Comme le problème du Jiu, celui de l'Oltu est une question complexe, dont l'étude entraîne bien au delà du bassin du fleuve. On ne peut guère remonter plus loin dans son histoire que jusqu'au miocène. Les épisodes les plus récents sont les plus clairs, les plus anciens sont les plus incertains, mais tous sont déterminés par les mouvements du sol qui ont, pendant le tertiaire, modifié à plusieurs reprises les conditions de l'érosion dans les Karpates méridionales.

CHAPITRE IX

LES INFLUENCES GLACIAIRES ET LES FORMES DE HAUTS SOMMETS

Historique. — Les fréquentes allusions qui ont été faites aux influences glaciaires, toutes les fois qu'il a été question des massifs les plus élevés des Alpes de Transylvanie, suffisent pour montrer l'intérêt et la nécessité d'une étude spéciale de ce sujet. Si riche en types variés que soit la famille des formes dues à l'érosion des eaux courantes dans les Karpates méridionales, elle n'est pas la seule représentée. La plupart des formes glaciaires élémentaires se retrouvent dans les hauts sommets, et, si l'individualité de quelques-unes n'est pas toujours très nette (moraines), il en est dont le type est assez caractéristique pour imprimer aux massifs les plus élevés un cachet tout à fait spécial (cirques).

Le terrain que nous abordons n'est pas neuf; c'est peut-être la question géographique qui a été la plus étudiée dans les Karpates méridionales. Mais le sujet est des plus délicats. Un rapide exposé historique suffira pour le montrer.

Le premier nom à prononcer lorsqu'on parle des anciens glaciers des Alpes de Transylvanie est celui de Lehmann. Sa note sur la tectonique et les traces glaciaires des Fogarash (72) est le premier document où sont mentionnés et correctement interprétés les cirques, les lacs et les dépôts d'aspect morainique de ces montagnes. C'est sur la foi de ses descriptions que toutes les cartes de l'extension glaciaire marquent encore un point à l'Est de l'Oltu. Pourtant, comme tous les précurseurs, Lehmann a été combattu, et l'exactitude de ses assertions n'a été pleinement reconnue que depuis peu. Les deux premières monographies géologiques parues sur les Alpes de Transylvanie nient l'existence de véritables traces glaciaires. L'autorité de leurs

auteurs Primics et Inkey (141, 65, 66) a contribué à jeter à tort le discrédit sur les consciencieuses observations de Lehmann. Celui-ci avait cependant répondu en étendant ses recherches au groupe du Surian, du Paringu et du Retiezat. Les pages consacrées aux cirques dans son travail sur les Karpates méridionales (75) sont remarquables; les descriptions sont topiques. Le mépris du document graphique (cartes, photographies, croquis), plus démonstratif que toutes les descriptions, a certainement nui à Lehmann. La prudente réserve de Inkey a pu paraître justifiée à un moment où le premier enthousiasme pour les recherches glaciaires faisait surgir partout d'anciens glaciers imaginaires, et où les meilleurs observateurs des Alpes elles-mêmes (Heim) mettaient en garde contre la ressemblance des éboulis avec les moraines¹. Il y a quelques années, l'opinion des glaciologues les plus éminents était encore que l'existence de traces glaciaires dans les Karpates méridionales était probable².

On peut dire maintenant qu'elle est incontestable. Dès ses premières excursions dans les Karpates, M. Mrazec signalait les cirques et les glaciers du versant N. du Paringu (108). Peu après nous découvrions ensemble des traces glaciaires sur le versant S. (109). Au même moment, M. Popovici Hatzeg appelait l'attention sur les cirques du Bucegi (Soc. des Sc. de Bucarest, 2/14 nov. 1898). Les levés géologiques détaillés de Schafarzik dans le massif banatique amenaient la découverte de moraines très nettes dans les groupes du Tzarcu et du Godeanu (151, 152).

C'est pour étudier spécialement les traces glaciaires que nous sommes d'abord venus dans les Karpates méridionales (1898). La question paraissait alors encore indécise. Nous avons cru que le meilleur moyen de la résoudre était de s'attacher à l'étude détaillée d'un massif, d'en fixer avec précision la topographie, et d'y localiser les traces glaciaires reconnues. Notre choix porta sur le Paringu, dont nous avons levé la carte partiellement au 1/10.000, totalement au 1/25.000 et exécuté un relief, maintenant répandu dans la plupart des Instituts et Musées géographiques universitaires (98). Le choix était bon pour l'étude des cirques, moins bon pour celle des moraines, qui se présentent rarement avec des formes typiques dans ce massif. Aussi étions-nous amenés à nier presque complètement l'existence de moraines bien conservées dans les Karpates méridionales, même après une étude plus sommaire des environs du Negoiu sur le versant roumain. La détermination de l'extension glaciaire et de la limite des neiges éternelles dans notre travail d'ensemble publié en 1900 (83, 84) était basée sur l'étude des cirques, conformément à la méthode appliquée par Cvijic au Riladagh³ et dérivée de celle de Penck et Kurowski

1. L'expression de réserves semblables dans nos premières publications (82, 83, 84) paraît avoir piqué au vif Lehmann, dont nous avons cependant toujours signalé les mérites. On ne saurait s'expliquer autrement le ton agressif et les critiques personnelles de sa dernière publication (77), ni les procédés singuliers dont il a cru devoir user à notre égard dans la Bibliographie des *Petermanns Mitteilungen*. Nous n'avons pas cru devoir répondre à ces invitations à une polémique stérile.

2. C'est ce que m'assuraient verbalement Penck et Partsch avant mon premier voyage dans les Karpates méridionales.

3. *Das Rilagebirge und seine ehemalige Vergletscherung* (Zeitsch. Ges. f. Erdk., 1898, XXXIII, p. 201-253).

pour les glaciers actuels des Alpes. L'existence de deux périodes glaciaires était déduite également d'observations topographiques. Cette synthèse, résumée par Puchleitner¹, était un peu prématurée. Nos recherches ultérieures nous ont fait découvrir à Soarbele les moraines les plus belles qui nous soient encore actuellement connues à une altitude de 1.400 mètres (85). Un levé topographique détaillé en a été exécuté et a servi à l'établissement d'un relief (98). D'autres moraines étaient découvertes dans la chaîne du Godeanu et le Tzarcu en 1901 et 1903. Une étude plus détaillée des Fogarash et du massif de Iezeru avec levés topographiques de certains cirques achevait de nous renseigner et nous permettait de donner au Congrès géologique international de Vienne une esquisse d'ensemble de la glaciation des Karpatés méridionales plus résumée et plus exacte (91). L'existence de moraines typiques rendait possible d'interpréter comme telles les formes plus douteuses. Mais nous hésitions encore sur l'identité de dépôts exceptionnellement bas trouvés dans les Fogarash et le Retiezat.

En 1903, M. Loczy, dans une excursion faite avec ses élèves, étudiait les traces glaciaires de ce massif, sondait les lacs de Bucura et Zanoga et signalait des moraines à l'extrémité du cirque de Bucura (78). Une dernière visite au Retiezat nous a permis d'observer dans la vallée de Petrile les moraines les plus basses encore connues dans les Karpatés méridionales (1.300 m.).

Preuves de l'extension glaciaire, stries et roches moutonnées. — Ce rapide exposé suffit pour montrer les difficultés du problème glaciaire dans les Karpatés méridionales. Les unes sont communes avec tous les massifs, où la glaciation a été réduite aux sommets; les autres sont dues à la nature même du massif cristallin des Karpatés méridionales. Dans les Alpes et les pays d'inlandsis, on trouve à chaque pas toutes les formes : roches moutonnées, polies et striées, moraines de fond à cailloux striés, moraines frontales ou latérales à crêtes à peine émoussées; il n'en est plus de même là où n'ont existé que des glaciers locaux. La prédominance des schistes cristallins et notamment des granites ou gneiss granitiques dans les massifs les plus élevés des Karpatés méridionales a facilité la rapide disparition des stries.

On peut compter les localités où ont été signalées des stries glaciaires certaines. Inkey lui-même, qui a découvert les plus belles que nous connaissions, les attribuait à la friction d'un éboulis, explication qui a été reconnue exacte dans certains cas², mais qui ne paraît guère admissible, étant donné la position de la roche moutonnée en question, juste au

1. *Die Eiszeit in den Südkarpaten* (Mitt. Geogr. Ges., Wien, 1901, p. 124-139).

2. STAN. MEUNIER, *Remarques sur un mode de striage des roches indépendant du phénomène glaciaire* (CR. Ac. Sc., 1894, CXVIII, p. 810).



A. — Soarbele. Moraine de la Stina, à droite escarpement de calcaire tithonique



B. — Coupe de la
de Stina

Roche moutonnée à Gălcescu
Massif du Parângu



milieu du cirque de Petrile. Nous avons signalé, ou signalerons au cours de cette étude, une vingtaine de stries glaciaires très nettes dans le Retiezat, le Paringu, les Fogarash et le Surian. Dans tous les cas que nous avons observés nous-mêmes, ou qui ont été bien décrits, les stries n'apparaissent qu'en dégagant la roche des dépôts probablement morainiques qui la recouvraient et l'ont protégée contre la décomposition.

Les roches moutonnées comme les stries pourraient à la rigueur être interprétées autrement que comme l'œuvre du modelé glaciaire. Dans les Karpates méridionales comme ailleurs, c'est dans les massifs granitiques qu'elles sont le plus nombreuses. Toutefois, nous avons pu montrer dans le Paringu que les cipolins, les roches vertes et les serpentines sont également moutonnées, et que la position topographique des roches moutonnées, sur les paliers et les flancs des cirques, témoigne nettement qu'elles sont dues à l'érosion glaciaire (82, 84). Depuis, l'étude du Retiezat et des Fogarash a confirmé ces constatations.

Les moraines. — La preuve géologique la plus nette d'une ancienne extension glaciaire est encore l'existence de moraines. La moraine de fond, avec ses cailloux striés, est particulièrement démonstrative. Des dépôts détritiques, à éléments grossiers et ténus confusément mélangés, couvrent souvent le fond des cirques et s'alignent en trainées irrégulières qui semblent bien avoir les caractères topographiques de la moraine de fond (Gălcescu du Paringu, Godeanu et Scaritza du groupe Godeanu, Iezeru marc des monts de Fogarash, etc.). A Soarbele, l'évidence topographique est manifeste. Mais nous n'avons jamais pu y découvrir un caillou nettement strié¹. S'en étonnera-t-on, lorsqu'on songera à la rareté des schistes cristallins striés dans les moraines alpines et au faible développement de la moraine de fond dans les glaciers alpins actuels de deuxième ordre?

Les moraines superficielles sont les plus développées dans les petits glaciers; mais que le glacier disparaisse, que le ruissellement écrête l'arête vive de la moraine latérale, qu'un torrent brise le vallum frontal, et tous ces changements, que nous voyons se produire sous nos yeux dans les Alpes, grâce au rapide recul des glaciers actuels, rendront vite méconnaissable l'identité des formes de dépôts glaciaires. Les moraines

1. Des recherches minutieuses en feraient peut-être trouver dans la moraine de Buta, recouvrant une roche moutonnée et striée à 1.580 m. (Retiezat); ceux que nous avons pu dégager étaient polis, mais non nettement striés. Lehmann a fait la même remarque au Surian.

latérales ne sont en réalité pas autre chose que des éboulis appuyés contre le glacier¹. La moraine frontale est parfois très développée dans les petits glaciers suspendus des Alpes et des Pyrénées. Pour un glacier long de 1 à 2 kilomètres, on peut avoir une moraine descendant de 300 à 400 mètres d'altitude². Une pareille formation se distinguera difficilement des éboulis

après la disparition des glaciers. C'est à des types pareils que se rapportent la plupart des moraines des Karpatés. Une attention sans cesse en éveil est nécessaire pour leur étude; un excès de prudence est préférable à trop de confiance, tant qu'on n'a pas trouvé un exemple décisif. Cet exemple, nous croyons l'avoir trouvé à Soarbele.



FIG. 71. — Carte topographique de Soarbele.

Réduct. de la minute originale au 1/10.000.

Courbes seules reproduites avec un très petit nombre de cotes (équidistance 5 m.). — Echelle 1/35.000.

Ce petit cirque est situé presque exactement sur la ligne de partage des eaux entre Jiu et Cerna. Les eaux qui s'en échappent se perdent dans un canyon creusé dans le calcaire tithonique, qui forme tout le flanc Est de la vallée, tandis que le flanc Ouest est constitué par les couches grés-schisteuses jurassiques et le verrucano. Les escarpements du fond du cirque montrent le verrucano et les schistes cristallins. Cette constitution géologique variée est favorable à l'interprétation des dépôts qui couvrent tout le fond de la vallée à partir de la Stina. Les éboulis ne peuvent contenir que les éléments des escarpements qui les dominent immédiatement. Or, toutes les roches affleurant à Soarbele se retrouvent dans le double rempart en fer à cheval édifié juste au bord de

la gorge qui commence au-dessus de la Stina, appuyé sur des escarpements uniquement calcaires. Des blocs énormes y sont confusément mêlés à un cailloutis fin et parfois argileux. Dans les ravinements profonds de 20 à 30 mètres, on observe une apparence de stratification inclinée vers les bords de la vallée, telle qu'elle existe souvent

1. Souvent l'identité est absolue; exemple : glacier du Casset (Pelvoux).

2. Exemples nombreux dans les dolomites et les Alpes vénitiennes. — Voir Marinelli, *Studi orografici nelle Alpi orientali* (Bull. Soc. Geogr. Italiana).

dans les moraines latérales des glaciers actuels. La forme de vallum circulaire est encore assez bien conservée. Du haut d'Oslia, l'aspect du fer à cheval est frappant.

En réalité il y a un double vallum ; le plus extérieur est déjà fortement attaqué par



FIG. 72 (photo). — *Topographie morainique dans la partie moyenne de Soarbele.*

l'érosion des deux côtés ; ses éléments dévalent par la gorge jusqu'à Scoca. On n'est pas peu surpris au premier abord de voir le fond de ce canyon, creusé entièrement dans les calcaires, encombré d'énormes blocs de verrucano, de micaschistes et de grès jurassiques. Ce dépôt est même si épais qu'on peut se demander s'il n'a pas commencé déjà à se former quand le glacier stationnait à la Stîna. Ce serait une espèce de Sandr, et la terrasse en pente de 5° à 10° qui lui fait suite au col de Scoca serait une véritable terrasse fluvio-glaciaire.

En arrière du vallum morainique de la Stina, on trouve une topographie des plus confuses, qui semble indiquer la moraine de fond (fig. 72). Enfin un dernier vallum en fer à cheval, d'une hauteur relative de 5 à 10 m., admirablement conservé, encercle une dépression marécageuse avec lacs temporaires nichés au fond même du cirque (fig. 73). Les dimensions réduites de ce vallum sont une nouvelle preuve du caractère morainique des dépôts de Soarbele. Si c'étaient des éboulis, c'est au voisinage des escarpements du fond du cirque qu'ils devraient être le plus développés. Le glacier



FIG. 73 (photo). — *Le fond du cirque de Soarbele, avec le dernier vallum de moraine stadiaire.*

qui a formé la moraine de la Stina de Soarbele avait 3 kilomètres de long et descendait à 1.450 m., bien que les points les plus élevés de son bassin d'alimentation ne dépassent pas 2.100 m. Au moment où s'édifiait le vallum du fond du cirque, il était réduit à un névé de moins d'un kilomètre carré.

Soarbele ne nous donne pas seulement un document précis sur l'extension glaciaire, mais nous renseigne sur les caractères distinctifs des moraines superficielles et des éboulis. En appliquant les mêmes principes, nous pouvons, sans entrer dans les mêmes détails, signaler les moraines

suivantes comme les plus typiques : dans le massif du Godeanu, sur le même versant que Soarbele, on trouve au cirque Gârdomanu un lac barré par une moraine récente et une moraine latérale très nette, descendant jusqu'à 1.600 m. J'en ai fait un levé au 1/5.000. La moraine de Cârnia, décrite par M. Schafarzic sur le versant Nord à une altitude de 1.700 m. (151, p. 155-156), est aussi un exemple typique de double vallum frontal.



FIG. 7½ (photo). — Lac et moraine de Gârdomanu.

Dans le Retiezat, les moraines les plus belles que je connaisse sont celles de Petrile, descendant à 1.300 m., sur lesquelles nous reviendrons. Dans les Fogarash il existe dans la vallée d'Avrig, au-dessous du lac, une moraine frontale comparable à celle de Cârnia, à une altitude de 1.400 m.

Dans tous ces cas, la forme topographique est nettement conservée, la position du dépôt ne permet pas de l'interpréter comme éboulis. La distinction est souvent plus difficile pour les vallum barrant de petits lacs, qui se rencontrent dans les cirques jusqu'au pied des escarpements. On voit encore se former à l'heure actuelle de semblables murailles en fer à

cheval par glissement des éboulis sur des névés temporaires persistant à la suite de plusieurs années pluvieuses dans des coins abrités du soleil. Notre levé topographique de Găuri et Gălcescu au 1/10.000 nous a permis d'observer et de figurer un grand nombre de petits vallum de ce genre accompagnant les murailles des cirques d'un feston d'éboulis et barrant des marécages ou de petits lacs temporaires. Le même phénomène s'observe dans les cirques du Retiezat, spécialement à Bucura. Il faut se garder de confondre ces dépôts avec des moraines latérales, dont ils ont l'aspect vus d'en bas. Une bonne partie des petits lacs qui parsèment le fond des cirques du Paringu et du Iezeru, du Boresco et du Tzarcu, sont barrés par des formations analogues, qui peuvent dater du dernier stade de recul des glaciers, et seraient l'équivalent de l'erratique de névé des Alpes actuelles. La muraille en fer à cheval du fond du cirque d'Urda, dans le Paringu, n'est pas, malgré sa puissance, une vraie moraine.

L'existence indiscutable de moraines est cependant établie. Nous savons que, suivant l'importance des glaciers, l'altitude de leur bassin d'alimentation, on peut les trouver entre 1.800 et 1.400 m. Il est donc permis d'interpréter comme tels les dépôts détritiques d'origine douteuse qui encombrent presque toutes les hautes vallées des massifs dépassant 2.000 mètres. On les trouve généralement, sous forme de terrasses entaillées plus ou moins profondément par les torrents, justement à l'endroit où la pente de la vallée s'exagère brusquement et où sa section se rétrécit. C'est une position invraisemblable pour un dépôt alluvial, naturelle au contraire pour un dépôt d'origine glaciaire. Nous ne connaissons pas d'exemple de terrasses de ce genre dans les monts du Vâlcan et de la Cerna; mais on en trouve partout dans le Paringu, le Retiezat, le groupe du Tzarcu et du Godeanu, la chaîne du Negoiu, toujours au-dessous ou à l'extrémité inférieure d'un cirque.

Cette constatation suffit pour montrer l'intérêt des cirques pour la question glaciaire.

Les cirques et leur liaison avec le phénomène glaciaire. — Lehmann, attribuant la formation des cirques à l'œuvre des glaciers, avait invoqué avec raison leur abondance dans les Alpes de Transylvanie comme un argument décisif en faveur de l'existence d'une période glaciaire. Par malheur, la théorie de l'origine glaciaire des cirques était loin alors d'être universellement reconnue. Formulée d'abord par Ramsay¹,

1. *On the Glacial Origin of certain lakes Quarterly Journal Geol. Soc., London, 1862, p. 184).*



— Fond du cirque de Gauri. Façsses moraines (erratique de névé).
Lac d'éboulis. Escarpements de Politze (coasta lui Rusu).



B. — Moraine de Steia mare. Vue de l'aval.



C. — Vallée de Cârnia avec sa mer d'or
vue de l'amont en descendant de Me-

confirmée et soutenue par A. Helland, Gastaldi, Richthofen, Penck, Russel¹, elle était combattue par Bonney², auquel se ralliait naturellement Inkey (68), qui ne voyait dans les cirques grandioses du Retiezat que des bassins de réception torrentiels³. Depuis quelques années, l'accord paraît s'être fait sur l'origine glaciaire des cirques. Les nombreux travaux qui ont paru à ce sujet⁴ et le développement que nous lui avons donné dans nos publications antérieures nous permettront d'indiquer seulement les résultats acquis.

Il n'est plus question d'expliquer les cirques par des dislocations tectoniques comme on l'a jadis essayé⁵, ni par l'érosion chimique et la déflation⁶. L'âge des cirques, considéré comme préglaciaire dans le Riesengebirge par Partsch⁷, comme postglaciaire en Norvège par Richter⁸, serait définitivement, d'après les dernières publications de cet auteur, glaciaire ou interglaciaire dans les Alpes⁹. C'est ce que confirme Penck dans son ouvrage monumental en cours de publication¹⁰ et Lory dans une étude sur les cirques du Dauphiné¹¹.

Nous avons essayé de donner plus de précision au problème en définissant la notion de cirque plus rigoureusement qu'on ne l'avait encore fait. C'est dans ce dessein que nous avons exécuté le levé au 1/10.000 des cirques de Găuri et Gâlcescu, qui nous a permis de dégager les

1. A. HELLAND, *On the Fjords Lakes and Cirques in Norway and Greenland* (Quarterly Journ. Geolog. Soc., 1877, p. 142). — *Ueber die Vergletscherung der Fær Oer.* (Zeitschr. D. Geolog. Gesellsch., 1879, p. 732). — GASTALDI, *On the effects of glacial Erosion in Alpine Valleys* (Quarterly Journ. Geol. Soc., 1873, p. 396). — RICHTOFEN, *Führer für Forschungsreisende*, 1886, p. 255. — PENCK, *Die Eiszeit in den Pyrenæen.* Mitteil. d. Vereins f. Erdkunde, Leipzig, 1883, et *Morphologie der Erdoberfläche*, II, p. 307-311. — RUSSEL, 8th. Ann. Report U. S. Geol. Survey, 1889.

2. BONNEY, *On the formation of cirques* (Proc. Geograph. Soc., 1837, p. 387). — *Lakes of N. E. Alps* (Quarterly Journ. Geolog. Soc., 1873, p. 382). — *Do Glaciers excavate* (Geographical Journ., 1893, I, p. 481-499).

3. M. G. CZIRBUSZ (42, 43) se rallie à la même interprétation pour les cirques du Tzarcu.

4. Voir pour la bibliographie complète E. de Martonne (84) et P. Wagner, *Die Seen des Boehmerwaldes* (Wiss. Veroff. d. Ver. f. Erdk., Leipzig, 1899, IV, p. 1-90), sp. 72-90.

5. HOCHSTETER, *Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt*, 1855, VI, p. 14. — GUMBEL, *Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges*, 1868, p. 552, et *Geologie von Bayern*, 1891, II, p. 415 et 432. — ROTHPLETZ, *Geologie des Karawandelgebirges* (Zeitschr. d. D. und Oester. Alpenver., 1888). — GERLAND, *Gletscherspuren in den Vogesen* (Verhandl. d. 4. D. Geographentages, 1884, p. 92). — FUGGER, *Hochseen* (Mitteil der Geograph. Gesellsch. Wien, 1896, p. 638-672), spect. 640.

6. BAYBERGER, *Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde* (Peterm. Mitteil. Ergänzungsheft, 81, p. 38). — FUGGER, *Hochseen* (Mitteil. d. Geograph. Ges. in Wien, 1896, p. 638).

7. *Die Vergletscherung des Riesengebirges.* Forschungen z. D. Landes und Volkskunde, VIII, 1894, spect. p. 191-192. Cf. *Die Gletscher der Vorzeit*, p. 178-190.

8. *Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen.* Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 1896, p. 147 sq.

9. *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen* (Peterm. Mitt. Ergänzungsheft, n° 182, 1900).

10. *Die Alpen im Eiszeitalter.*

11. *Les Cirques de montagne*, extr. Rev. Alpes dauphinoises; III, 1901.

traits suivants, caractérisant une forme de relief pour laquelle le peuple a presque partout un nom spécial (*Kare* en allemand, *Botn* en scandinave, *Oule* dans les Pyrénées, *Cwm* dans le pays de Galles, *Căldare* ou *Zănoga* en pays roumain).

Vu de loin, le cirque typique apparaît comme une niche ou une carrière creusée au flanc de la montagne. S'il est isolé, le désaccord de sa topographie avec celle du reste de la montagne est d'autant plus frappant. Une étude attentive d'une carte en courbes de niveau détaillée permet de préciser ce désaccord et de dissiper la confusion avec les bassins de réception torrentiels, source de tous les malentendus. Le cirque offre un profil transversal en U, un profil longitudinal en escalier. Son fond, qui paraît plat vu du haut des escarpements qui l'entourent, est en réalité assez accidenté et a tous les caractères d'une région modelée par les glaciers : roches moutonnées, cuvettes creusées dans le roc où s'assemblent les eaux. Le bassin de réception torrentiel a bien la forme d'une niche, mais le profil transversal n'est pas nettement en U ; le profil longitudinal n'accuse pas les ressauts de pente du cirque, en dehors des gradins dus à la différence de dureté des roches¹ ; surtout les contre-pentes du fond du cirque sont inconnues. La forme générale du bassin de réception est celle d'un entonnoir, le cirque est une cuvette à fond bossué, mais dans l'ensemble plat. Autrement dit, les lignes de plus grande pente convergent dans le bassin de réception torrentiel vers un point unique, qui est l'origine du canal d'écoulement ; dans le cirque, elles viennent buter contre une ligne de rupture de pente circulaire marquant le pied des escarpements. Dans une montagne entaillée par plusieurs bassins de réception rapprochés, les courbes de niveau seront à angle aigu dans les creux, et plutôt carrées dans les pleins. Ce sera le contraire dans une montagne ciselée de cirques glaciaires : les crêtes séparant les cirques sont réduites à des arêtes aiguës. Il n'est plus permis de confondre le cirque avec le bassin de réception, et d'en attribuer la formation à l'érosion torrentielle, qui ne saurait rendre compte de ses formes. Les objections faites à la théorie de l'érosion glaciaire ne paraissent plus valables, en présence de l'interprétation que nous en avons donnée en même temps que M. Richter², et qui a été adoptée depuis par Penck et Lory.

1. Voir nos profils géologiques de Găuri et Gălcescu, qui montrent que les ruptures de pente sont, dans les cirques, indépendantes de la nature des roches (84, fig. 2).

2. *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen* (Pet. Mitt. Ergänzungsheft, n° 132, 1900).

Si les escarpements qui entourent le fond plat du cirque ne portent pas trace de l'érosion glaciaire, c'est qu'ils sont dus à la décomposition mécanique et aux éboulements qui en résultaient au moment où les hautes vallées étaient occupées par les névés. Ils n'auraient pu se former dans un bassin de réception torrentiel, et leurs éboulis, au lieu d'être empor-

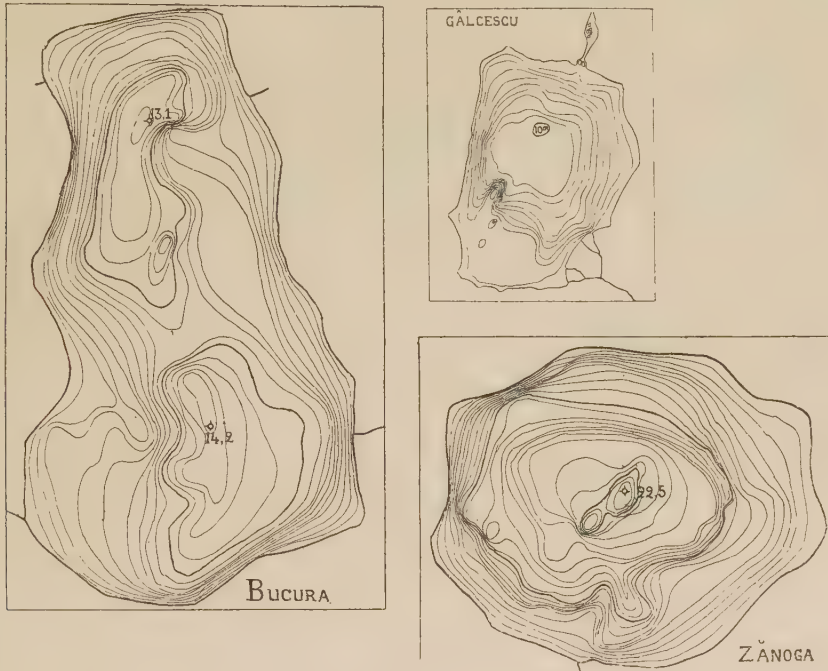


FIG. 75. — *Les trois seuls lacs sondés des Karpates méridionales.* Courbes de m. en m. (Zanoga et Bucura, d'après Loczy). — Échelle : 1/7.000.

tés sous forme de moraines, seraient restés à leurs pieds, comme la chose a lieu depuis le retrait des glaciers. La ligne de rupture de pente circulaire caractéristique des cirques est la limite de l'érosion glaciaire, qui s'est exercée sur le fond plat et moutonné. La possibilité pour les glaciers de creuser à contre-pente n'est plus mise en doute par personne. Les rivières elles-mêmes creusent des bassins à contre-pente dans leurs lits. Le fond des cirques est le lit de l'ancien glacier; les escarpements sont ses berges. Toutes les dépressions formées dans la roche en place sont dues à l'érosion glaciaire. Souvent le bourrelet qui les ferme vers

l'aval est moutonné. Dans le cas où un lac s'y est formé, on peut, par des sondages assez minutieux, retrouver au fond des roches moutonnées. C'est ce qu'a révélé notre étude du lac Gâlcescu (81-82), et celle des lacs du Retiezat faite récemment par Loczy (78). La rupture de pente à l'extrémité inférieure du cirque marque la limite de l'ancien glacier. A cet endroit, le profil transversal de la vallée change brusquement et passe de l'U au V aigu.

En résumé, le cirque n'est pas dû uniquement à l'érosion glaciaire, mais le concours actif des glaciers a été nécessaire à sa formation. Seule l'érosion glaciaire a pu modeler le fond moutonné avec ses contre-pentes, où s'assemblent les eaux, donner le profil transversal en U et le profil longitudinal en escalier. Là où son action s'arrêtait, on observe une brusque rupture de pente, vers l'aval à l'extrémité du cirque, vers l'amont au pied des escarpements, qui sont dus à l'écroulement des parois rocheuses, sous l'influence d'une décomposition mécanique active et d'un continuelsapement par la base.

Un point difficile à expliquer est l'existence des cirques en gradins. La plupart des cirques des Karpates appartiennent à ce type. La rupture de pente, qui marque l'extrémité inférieure d'un cirque simple tel que Găuri, peut se répéter deux ou trois fois dans un cirque complexe comme Gâlcescu. On trouve même de petits cirques réduits à l'état de véritables niches suspendus au-dessus des grands cirques et entaillés dans leurs parois. La répétition des ruptures de pente donnant un cirque en gradins peut être due à des stationnements plus ou moins prolongés du glacier pendant son recul. Quant aux petits cirques suspendus, ils semblent correspondre à une limite des neiges plus élevée que celle de la grande extension glaciaire. Ces suppositions, jugées sans fondement par Lehmann (77), sont cependant confirmées par Penck dans son ouvrage sur les Alpes.

Diverses formes de cirques dans les Alpes de Transylvanie. — Ce rapide exposé suffit pour faire soupçonner l'existence de plusieurs formes de cirques. Nous ne nous occuperons ici que de celles dont les Karpates méridionales offrent des exemples. Les influences capables de varier ces formes sont : la nature des roches, l'élévation plus ou moins grande du massif montagneux, d'où résulte une plus ou moins grande extension et une disparition plus ou moins rapide des anciens glaciers, par conséquent une transformation plus ou moins avancée, depuis que l'érosion

subaérienne a repris pour son compte le modelé; enfin, la pente moyenne et les formes préglaciaires des hauts sommets.

La nature des roches et même la tectonique ont une influence très nette. Les cirques ne sont nulle part aussi beaux que dans les massifs granitiques ou gneissiques (Parângu, Retiezat). On peut l'attribuer aux diaclases qui favorisent la formation des escarpements et au moutonne-



FIG. 76. — Cirque à plusieurs gradins (Capra, dans les monts de Fogarash, versant S.).

Dessin d'après une photographie.

ment facile du granite. Les cipolins et les calcaires tithoniques conservent merveilleusement la forme d'ensemble du cirque. L'érosion superficielle postglaciaire y a été très faible, mais l'érosion souterraine y a déjà oblitéré quelque peu le moutonnement, en formant des dolines et des lapiez (Găuri dans le Parângu, Mushăteica dans les Fogarash, etc.). Au contraire, les grès et schistes jurassiques se sont laissé attaquer par l'érosion postglaciaire jusqu'à effacement presque complet des caractères originels du cirque (Tzarcu).

Les couches subhorizontales sont plus favorables que les couches incli-

nées à la formation des escarpements en arc de cercle des cirques et à leur conservation après la disparition des glaciers. C'est une des raisons pour lesquelles les cirques du versant Nord du Parângu et du versant Est de la chaîne du Godeanu sont plus nets que ceux du Tzarcu. Les roches massives traversées de diaclases verticales ou fortement inclinées (granites et gneiss granitiques) se prêtent particulièrement à la formation des escarpements; mais le facile décollement des pans de rochers précipite des grêles d'éboulis sur le fond des cirques, depuis que les glaciers ont disparu, dissimulant les anciennes moraines, comblant les lacs, ou en formant de petits sans rapport avec les phénomènes glaciaires (fond de Găuri et Gâlcescu dans le Parângu, Retiezat, Virfu Petri, etc., etc.).

L'influence de l'altitude et des conditions de pente est partout évidente. Une pente trop raide ne convient pas au développement des cirques. Ils sont rudimentaires, avec un fond fortement incliné sur le versant Sud du Parângu, tandis qu'ils prennent les dimensions les plus grandioses sur le versant Nord. Même contraste entre l'escarpement oriental des Bucegi et les versants Ouest et Sud. Le terrain le plus favorable à la formation des cirques est la plate-forme Boreasco, lorsqu'elle est assez bien conservée et portée à 2.000 m. au moins. Les glaciers se sont installés dans les entonniers d'érosion des torrents qui commençaient à mordre cette haute surface à la fin du pliocène, ils les ont élargis et modelés à leur manière. La forme de hauts sommets ainsi créée est la plus commune dans les hautes Karpaten. Les témoins d'érosion dominant la plate-forme des hauts sommets ont vu partout se développer des cirques grandioses, mais plus complexes et différant à certains égards des cirques typiques. A des altitudes supérieures à 2.300 m., les névés ont acquis une épaisseur suffisante pour former des glaciers descendant très bas. Le haut Retiezat, la chaîne du Negoiu et le haut Parângu ont connu des glaciers de premier ordre. Ainsi s'explique la disparition de l'escarpement terminal du cirque (Gâlcescu du Parângu, Bucura du Retiezat, Negoiu, etc.) et l'existence de deux ou trois paliers séparés par des escarpements assez notables. Dans de pareils cas on a réellement affaire à une vallée glaciaire terminée en cirque et présentant dans sa partie inférieure, jusqu'à 1,400 et 1,300 m., les caractères du surcreusement étudiés dans les Alpes par Richter, Penck et Davis¹.

1. RICHTER, *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen*. — PENCK, *Alpen im Eiszeitalter*. — DAVIS, *Glacial Erosion in France, Switzerland and Norway* (*Proc. Boston Soc. Natur. History*, XXIX, 1900, p. 273-322).

Les torrents affluents atteignent la vallée par des gorges ou des cascades; ils sortent généralement de cirques suspendus à plusieurs centaines de mètres au-dessus. Le versant Sud des Fogarash offre plusieurs exemples de ce phénomène (Scara, Capra). Dans le Retiezat, le surcreusement est frappant à Petrile et Bucura.

Les massifs où se sont développés des glaciers de vallée doivent à cette circonstance un cachet franchement alpin. Les cirques se sont élargis jusqu'à réduire la montagne à des arêtes vives les séparant. La crête principale a acquis le profil en dent de scie caractéristique des crêtes alpines (V. fig. 77). La profondeur des hautes vallées est certainement devenue plus grande qu'elle ne l'eût été sans l'intervention de l'épisode glaciaire, soit que la glace ait contribué directement au surcreusement, comme le montrent Penck et Davis dans les Alpes, soit que les torrents glaciaires en aient été le principal agent responsable, comme le supposent certains géologues (Kilian, Brunhes)¹.

Les cirques sont cependant l'élément caractéristique de la topographie glaciaire dans les Karpates méridionales. Les vallées glaciaires n'y dépassent pas une longueur de



FIG. 77. — Crête alpine résultant du développement des cirques. Monts de Fogarash, vue prise de Rîosu. — Dessin d'après une photographie.

1. KILIAN, *l'Érosion glaciaire et la Formation des terrasses* : la Géographie, 1906, XIV, p. 261-274. — BRUNHES, *C. R. Ac. Sc.*, 28 mai et 5 juin 1906.

5 à 6 kilomètres et ne sont en somme que des cirques allongés. On y reconnaît généralement le point le plus bas où a stationné le glacier à un gradin très net, au rebord souvent moutonné et scié par la rivière en gorge. Mais ce gradin peut parfois manquer, quand les oscillations du front du glacier ont été trop rapides.

Les glaciers des Karpates méridionales ont certainement subi des variations comme les glaciers actuels des Alpes et les anciens glaciers des mêmes montagnes. Ces variations pourraient expliquer bien des traits de la topographie; mais il est difficile de les préciser. Les glaciers ont-ils réellement disparu complètement, puis reparu avec une moindre extension, comme nous l'avons suggéré en 1900? Une rapide revue des traces glaciaires des principaux massifs montrera jusqu'à quel point cette hypothèse peut être considérée comme vraisemblable. Nous aurons en même temps l'occasion de préciser les rapports de la topographie des hautes cimes avec la glaciation.

Traces glaciaires et reliefs du haut Retiezat. — C'est dans le massif banatique que les traces glaciaires sont le plus répandues. La grande extension de la plate-forme Boresco à des altitudes égales ou supérieures à 2.000 mètres, et l'existence de témoins d'érosion la dépassant encore de plusieurs centaines de mètres, expliquent ce fait, même sans admettre que la limite des neiges éternelles ait été ici plus basse qu'à l'Est, suivant une loi mise en lumière depuis longtemps par Partsch pour les montagnes de l'Europe centrale, et récemment par Cvijic et Penck pour la péninsule balkanique¹. Le Retiezat est le massif glaciaire le plus considérable de la région. Il le doit à l'extension de la plate-forme Boresco et à l'importance de la chaîne de collines qui la dominaient encore à la fin du pliocène, s'étendant de l'Ouest à l'Est, suivant la crête principale actuelle.

Les traces glaciaires du Retiezat ont été étudiées par Lehmann, Schafarzik, Loczy, et par nous-même (Zănoga, Sliveiu, Bucura, Stănishora, Petrile).

La plate-forme Boresco dans le Retiezat occidental est entaillée par une série de petits cirques. Leur rapport avec le ruissellement torrentiel pliocène est très net sur le versant N. (Rades, Sashi, Tăul Negru), moins net sur le versant S. à Zănogutza, Zănoga, et surtout dans les trois petits cirques de Sliveiu, suspendus au-dessus de la vallée du Lapuznic. Tous ces cirques contiennent ou ont contenu des lacs (voir fig. 78). Le grand lac de Zănoga a, d'après Loczy, une surface de 8 hectares; il est creusé dans

1. PARTSCH, *Die Vergletscherung der Karpaten und des Deutschen Mittelgebirges*. — CVIJIC (40). — PENCK, *Die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel* (Globus, 1900, p. 133).



FIG. 78. — *Carte du Reliezat central*, d'après la carte autrichienne.
Montrant l'extension des cirques, la position des lacs et des moraines.

la roche en place et entouré de roches moutonnées. Une moraine latérale existe au-dessous à une altitude de 1.800 m. Les glaciers ont été ici limités aux cirques, leur séjour n'a pas été très prolongé, et la transformation de l'entonnoir d'érosion n'est vraiment nette qu'à Zanoga et dans les petits cirques de Seliveiu exposés au S.-E.

Tel est aussi le caractère des cirques qui entaillent la plate-forme de Dregshanu (Scorota, Buta, Custura) et qui présentent cependant des traces glaciaires très nettes. Des stries ont été découvertes par M. Nopcsa près de la Stina Scorota cu apa. J'ai observé moi-même à Buta, au-dessous des cabanes qui se sont multipliées depuis quelques années, à une altitude de 1.560 m., une large surface polie et striée, à demi enfouie sous un dépôt morainique argilo-sableux à cailloutis polis¹.

Le Retiezat central, de Sliveiu à Custura Vacari (2.237 m.), a été le siège d'une glaciation grandiose. Toutes les formes de cirques sont représentées, et leur développement est tel qu'il ne reste comme trace des anciens reliefs que des crêtes aiguës, souvent formées de blocs empilés, qui s'écroulent encore constamment. Les trois cirques de Ciunful mare peuvent être cités comme types du cirque simple, de même que le cirque entaillé sur le versant Est de Papusha, qui contient un lac. Le cirque de Custura, origine du Riu Barbat, est déjà moins simple. Plus complexes sont encore les cirques de la région des sources du P. Nucshora (les deux Galesu, Petrile, Stânishora) et surtout ceux du Lăpuznic, Judele, Bucura et Pelaga. Presque tous ont plusieurs paliers. Inkey avait déjà marqué les trois « Thalstufen » du versant Nord, qu'il attribuait au progrès de l'érosion. Elles sont particulièrement nettes à Petrile.

Petrile et ses moraines. — Le palier supérieur de Petrile est encombré d'éboulis énormes. Plusieurs petits lacs sont dus à des barrages d'erratique de névé. La roche en place n'apparaît qu'au milieu, avec des surfaces moutonnées et striées à demi recouvertes d'un cailloutis plus ou moins argileux qui doit être un reste de moraine (2.050 m.). Un abrupt de 40 m. sépare ce palier du palier moyen. Le cirque s'allonge en vallée glaciaire; le fond est plat, herbeux, avec quelques énormes blocs erratiques. Une superbe moraine stadiaire en arc de cercle barre un ancien lac comblé. Elle se distingue facilement des éboulis en fer à cheval situés sur le bord de la vallée et qui cachent peut-être d'autres moraines.

Les éboulis descendent d'escarpements presque verticaux, qui n'ont pas plus de 50 à 70 m. de haut, et au-dessus desquels la pente s'adoucit relativement jusqu'à la crête. Ces escarpements sont un trait topographique très curieux. Nous y avons cherché d'abord des traces de failles ou de décrochements. Ils sont dus en réalité à l'érosion glaciaire; les plus belles roches moutonnées sont à leurs pieds. C'est l'indice du surcreusement. Le profil du palier moyen, et encore mieux celui du palier inférieur de Petrile, reproduit en petit celui d'une vallée glaciaire alpine (fig. 80). Le palier supérieur seul correspond à la définition du cirque. Il en est de même dans les vallées voisines, Stânishora et Galesu.

1. Les noms de Buta et Scorota sont intervertis dans l'ancienne édition du 1/75.000. Celui de Scorota a disparu dans la nouvelle.

PANORAMAS DU REZAT



A. — Grand cirque de Bucura avec son lac (à gauche), cirque de Pétrile et sommet du Retezat (à dr.).



B. — Grand cirque de Bucura avec son lac (à gauche), cirque de Pétrile et sommet du Retezat (à dr.).
Crêtes alpines dues au rapprochement des cirques, vue prise un peu au-dessus du col de Bucura.



C. — Cirque de Pétrile, palier supérieur, vue prise du col de Bucura, à gauche Virfu Retezat.



D. — Cirque de Pétrile, palier supérieur, vue prise du col de Bucura, à gauche Virfu Retezat.

Le palier inférieur de Petrile se termine par un abrupt de près de 100 m., bosselé de roches moutonnées et mordu par le torrent, qui se précipite en cascades dans une gorge naissante. C'est là que le front du glacier a dû stationner, et que nous avons cru d'abord devoir placer la limite de l'extension glaciaire (1.620 m.). Pourtant, dès 1903 nous avons reconnu l'existence de roches moutonnées au-dessous de l'abrupt en question, près de la cabane de chasse des propriétaires hongrois (Casa Domnilor), et distingué des formes rappelant des moraines. En 1906, nous en avons repris l'étude et sommes arrivés à la conviction que le glacier de Petrile descendait jusqu'à 1.300-1.400 m. Ce résultat n'a pu être acquis que grâce au déboisement complet de la vallée, qui permet de reconnaître les moraines latérales du haut de Lolaia. Nous sommes maintenant persuadé que, partout où l'on déboisera les hautes vallées entre 1.500 et 1.200 m., on pourra découvrir des moraines aussi basses. On s'explique aisément que les topographes autrichiens n'aient pu ni voir ni rendre les deux crêtes morainiques descendant de chaque côté de la vallée du Riu Nucshora depuis le confluent de Petrile avec Galesu et Stânishora,

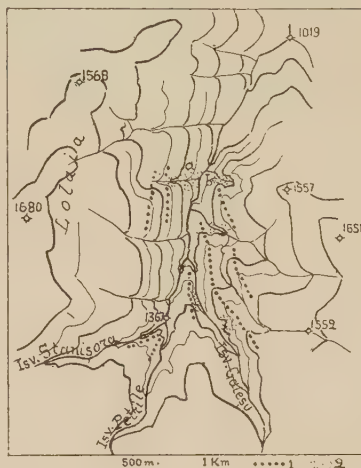


FIG. 79. — Carte de la vallée glaciaire de Petrile. Echelle 1/50.000. Courbes de 100 et 50 m.

1, traînées morainiques; 2, affleurements de moraine dégagés par l'érosion torrentielle.

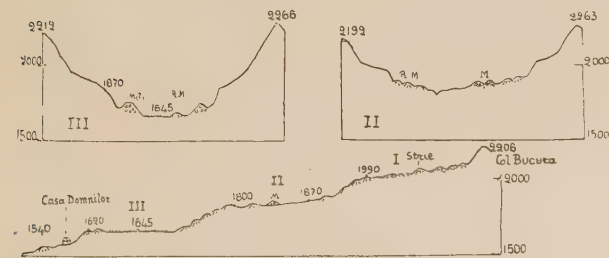


FIG. 80. — Profil longitudinal et profils transversaux des paliers II et III de Petrile. — Echelle: 1/50.000.

RM, roche moutonnée; M, moraine.

mettent d'en juger de nombreux ravinements, et l'on chercherait en vain les escarpements d'où auraient pu descendre des éboulis pareils. Sur le versant Est, il n'y a aucune crête rocheuse, la vallée est entaillée dans la plate-forme Riu Ses, qu'on voit nettement du haut de Lolaia, pénétrant dans la montagne. Dans tous les ravine-

ments que nous avons visités, le dépôt en place a un aspect nettement morainique :

quand le manteau de la forêt voilait toutes les formes. Nous avons essayé de les indiquer dans la figure 79. Bien qu'écrêtées, les moraines ont encore la forme de bombements très nets séparés du versant sur lequel elles s'appuient par une dépression. Quand la surface est plus plate, elle est fréquemment marécageuse. L'épaisseur du dépôt est considérable, comme per-

d'énormes blocs sont noyés dans une arène argileuse, parfois une véritable argile plastique, entremêlée de graviers de dimensions moyennes, où domine le gneiss œillé, avec toutes les variétés connues dans le haut Retiezat. Il faut un ravinement profond et récent pour trouver une coupe fraîche; les gros blocs dévalent dans le fond de la vallée, qu'ils encombre, descendant en larges coulées d'éboulis, et le cailloutis argileux est lavé et emporté presque aussitôt.

Le glacier de Petrile est descendu au moins jusqu'à la hauteur de la crête de la moraine la plus basse, soit à 1.300 m. Il avait alors une longueur de plus de 6 kilomètres. Ce développement s'explique en partie par la disposition de la région d'alimentation du P. Nucshora et la confluence des névés de quatre grands cirques : Stânishora, Petrile et les deux Galesu. Des deux moraines, la plus haute sur le versant Est vient manifestement de Galesu. L'existence de traces glaciaires aussi basses est un fait qui suggère l'hypothèse de deux périodes glaciaires. Le gradin de la cabane de Petrile marque certainement un long stationnement du front du glacier. Mais Bucura est encore plus démonstratif à cet égard.

Bucura. — L'immense amphithéâtre de Bucura est le cirque le plus complexe et le plus grandiose des Karpates méridionales. C'est aussi celui qui renferme les plus beaux lacs. Le grand lac de Bucura, à une altitude de 2,041 m., a, d'après M. Loczy, une superficie de 10 hect. et une profondeur maximum de 14^m,2. Il est entouré de roches moutonnées et accompagné sur ses bords de deux traînées morainiques, qui ne constituent pas toutefois un barrage complet. Trois lacs de dimensions plus réduites sont situés en contre-bas, et plusieurs petits lacs sont nichés dans de petits cirques latéraux. On compte six cirques entaillés dans les hautes murailles de l'amphithéâtre et répondant au type du cirque simple. Le surcreusement est très net, à partir du moment où les parois de l'amphithéâtre se rapprochent et où le cirque s'allonge en vallée. Comme à Petrile, les roches moutonnées les plus belles sont au pied des escarpements; mais les éboulis, très abondants, cachent les moraines latérales; il faut descendre plus bas pour trouver des moraines nettes.

Au-dessous de la Stîna de Bucura, l'Isvorul Bucuris s'unit au Lăpuznic au fond d'une gorge entaillée de 30 à 50 mètres dans un fond de vallée relativement plat. La gorge montre la roche en place, qui n'est plus le granit du haut Retiezat, mais les chloritoschistes, recouvertes d'un placage assez épais de cailloutis granitiques, mêlés d'énormes blocs venus du fond du cirque de Bucura. Un de ces blocs, perché sur le bord du Lăpuznic, mesure 20 à 30 mètres cubes. Les blocs de granit montent jusqu'à 100 m. au-dessus du thalweg, d'après M. Loczy. Ce géologue considère comme une moraine latérale l'espèce de banquettes sur laquelle est établie la Stîna de Papusha, à 60 m. plus haut (1.760 m.). Elle correspondrait à une autre moraine latérale observée par lui sur les flancs de Sliveiu vers 1.860 m. (78, p. 66). Ce serait la moraine latérale du glacier de Pelaga confluant avec celui de Bucura.

M. Loczy se demande si ces deux glaciers réunis n'ont pas débordé par le col de

Papusha dans la vallée de Buta. On observe sur ce col, à 1.879 m., un lac et plusieurs marécages compris entre des dos de terrains allongés parallèlement à la vallée du Lăpuznic, qui au premier abord semblent des moraines latérales, mais sont en réalité formés par la roche en place. La minute au 1/25.000 de la feuille Vâlcân les indique schématiquement. Je considère ces reliefs singuliers comme dus au tassement, sous l'influence de l'érosion, qui attaque le col des deux côtés. Il existe des formes analogues sur le bord des escarpements du cirque de Mândra dans le Parângu. La roche striée et la moraine de Buta ne sont pas plus basses que la moraine de Soarbele; le bassin d'alimentation du glacier, qui est arrivé jusque-là, est sur le versant Est du Dregshanu, dépassant 2.000 m., et est encore marqué par un petit lac.

Quoi qu'il en soit, la jonction des glaciers de Bucura et de Pelaga est certaine. Le cirque de Pelaga, d'où sort le Lăpuznic, est, comme Bucura, un cirque complexe, avec trois cirques secondaires orientés à l'E. Il existe, à une altitude de 1.900 m., une moraine latérale visible du col de Papusha. Les névés de Bucura et Pelaga réunis étaient capables de former un glacier aussi puissant que celui de Petrile. Si l'on admet pour les moraines de Sliveiu et Stîna Papusha une pente semblable à celle des moraines de Petrile, elles viennent rejoindre le thalweg actuel vers 1.400 m., un peu avant le coude du Lăpuznic. C'est justement à cet endroit que la vallée, dont la pente est très faible, commence un brusque saut et s'encaisse dans une gorge, marquant un dernier palier. Le surcreusement est manifeste. Les petits cirques de Sliveiu restent suspendus; les glaciers qui les abritaient ne devaient probablement pas atteindre le grand glacier du Lăpuznic. Malheureusement, le manteau continu de forêts rend impossible de suivre ici les moraines comme à Petrile.

La distribution des traces glaciaires dans la région des sources du Lăpuznic suggère plus directement encore qu'à Petrile l'hypothèse de deux glaciations. On conçoit bien que les petits cirques de Sliveiu, entaillés dans la plate-forme Boreasco, aient pu être occupés par de petits glaciers, au moment où la langue des grands glaciers réunis de Bucura et Pelaga s'avancait au fond de la vallée du Lăpuznic. Mais il est plus difficile d'admettre que les glaciers des cirques latéraux de Bucura et Pelaga, se terminant à 2.100 m. d'altitude, soient contemporains des glaciers de vallée, qui descendaient jusqu'à 1.400 m. Un véritable profil interglaciaire manque, il est vrai, mais il n'est pas impossible que des circonstances heureuses (ravineux exceptionnels) le fassent découvrir plus tard à la jonction des deux torrents de Bucura et Pelaga. Nous en avons déjà presque les éléments, avec la moraine de la Stîna Papusha d'un côté à 1.700 m., les roches moutonnées et les moraines de la Coliba de Bucura de l'autre côté à 1.650 m., enfin, dans le fond de la vallée, la terrasse morainique formée de granite reposant sur les chloritoschistes, à une altitude de 1.500 m. Il ne manque qu'un ravinement assez profond sur les flancs de la vallée, pour montrer s'il y a réellement emboîtement des deux formations, avec intercalation de dépôts interglaciaires.

Peu connu avant ces dernières années comme région glaciaire, le Re-

tiezat semble maintenant avoir nourri les glaciers les plus importants des Karpates méridionales. Dans la région des sources du Lăpuznic et du P. Nucshora se sont étalés des glaciers de vallées d'une longueur de 6 et 8 kilomètres. L'aspect de la montagne était alors comparable à celui des massifs actuels des Tauern. La limite des neiges éternelles devait être inférieure à 1.900 m. On peut se demander si la disparition des grands glaciers n'a pas été suivie d'un retour offensif, avec une limite des neiges éternelles plus élevées. La topographie garde l'empreinte de ces épisodes récents de l'histoire du sol. Les crêtes alpines sont dues au développement des cirques, qui s'allongent en vallées surcreusées dans le Retiezat central. Les petits cirques secondaires correspondent à de petits glaciers ou à des névés locaux, peut-être formés après le recul des grands glaciers.

Groupe du Tzarcu. — Le Retiezat est accompagné d'une série de sommets massifs où la plate-forme Boresco est conservée avec quelques témoins d'érosion plus réduits. Les glaciers quaternaires, qui s'y sont installés dans les têtes de sources des vallées pliocènes et les entonnoirs d'érosion supérieurs à 1.900 m., sans avoir l'extension des glaciers du Retiezat, ont cependant souvent dépassé les dimensions de simples glaciers de cirque et laissé dans la topographie des traces indiscutables.

La forme du cirque typique n'est pas partout également bien réalisée dans le Tzarcu; mais on n'en voit que mieux le rapport des glaciers quaternaires avec l'érosion pliocène. Là où se sont conservées d'anciennes vallées du stade Riu Ses, à l'altitude de 1.600 m. qui est celle des têtes de sources des rivières miocènes dans la région, il n'y a pas eu de glaciers, tout au plus quelques petits névés (Obârsia, Bistrisora); de même sur les pentes douces qui établissent la transition entre la plate-forme des hauts sommets et la plate-forme Riu Ses.

Le grand bassin de réception torrentiel du Suculețu est un des exemples les plus remarquables de type aberrant de cirque, et peut-être un des arguments topographiques les plus précieux pour l'existence de deux périodes glaciaires (V. planche V, A). D'après l'altitude du plateau dans lequel il est entaillé (2.100 m.), d'après son exposition au nord et les traces glaciaires des vallées voisines, il n'est pas douteux qu'il n'ait été occupé par un glacier descendant au moins jusques et au-dessous des deux Stine. Un double rempart morainique est encore visible à cet endroit. Mais l'érosion subaérienne a modifié depuis la topographie, en la ramenant au type du bassin de réception torrentiel. On est d'autant plus étonné de constater l'existence de deux paliers de cirque

en gradin entaillés dans le flanc de la vallée exposée à l'Est, qui témoignent d'un retour offensif de la glace, après un recul qui semble avoir été jusqu'à la disparition complète. L'effacement des escarpements du cirque primitif et le modelé en bassin de réception torrentiel ont été favorisés par la constitution géologique de cette haute vallée, tout entière formée par les schistes et grès en plaquettes du lias.

On peut faire les mêmes constatations à Vacarie. Exposée à l'Ouest, cette haute vallée n'a pas eu de glaciers importants et est retournée à la forme des bassins de réception torrentiels. Les cirques du Tzarcu exposés au N. et entaillés dans les tufs diabasiques ont mieux conservé l'empreinte glaciaire (fig. 81). Le cirque de Gropa a trois paliers très nets (1.800, 1.700, 1.600 m.). Un vallum typique, signalé par M. Schafarzik (151, p. 154), entoure un ancien lac occupant le palier supérieur; des roches moutonnées se montrent sur le palier moyen, avec des dépôts morainiques où l'on retrouve tous les éléments des escarpements du fond du cirque entre les deux Stîne de Pisteleu Babei.



FIG. 81. — Cirques du versant Nord du Tzarcu, *vue de Jigora sub Munte micu.*

Les cirques les plus nets dans le Tzarcu sont les petits cirques du Vultur, exposés à l'Est et entaillés dans les chloritoschistes, de Piga et Matania (jurassique grésocalcaire, exposition Est). A Vultur se trouve un petit lac entouré de roches moutonnées. Matania, plein de pins de montagne et hérissé de superbes roches moutonnées, rappelle les cirques du Parângu. Il offre trois paliers à 1.900, 1.780 et 1.700 m. Une moraine latérale typique s'appuie sur des roches moutonnées à une altitude de 1.720 m. et porte une *coliba*. Moins nets sont les cirques du versant nord de Poiana Nedeia. Il manque généralement le ressaut terminal; parfois même les escarpements supérieurs ont été attaqués par l'érosion. Il y a cependant une moraine dans le premier (Gropa Morana). Le grand lac de Iezeru n'est pas situé dans un cirque, mais sur une sorte de plate-forme, en avant d'un petit cirque exposé au Sud. S'il est creusé dans la roche en place, les marécages qui lui font suite paraissent barrés par un vallum morainique. Il est probable que le glacier est descendu jusqu'à Stîna Batrina. De même la haute vallée du Hideg a dû être occupée par un glacier descendant jusqu'à 1.500 m. au-dessus de la Stîna, où j'ai observé de loin des terrasses d'apparence morainique.

Les formes glaciaires sont particulièrement intéressantes à étudier

dans le Tzarcu. Grâce à la nature des roches, l'érosion subaérienne en a déjà quelque peu modifié les caractères. C'est ce qui explique que M. Czirbusz n'ait pas su reconnaître les caractères des cirques (43). Nulle part on n'observe mieux la transition entre cette forme et le bassin de réception torrentiel. L'influence de l'exposition, déjà notée dans le Retiezat, est ici très nette. L'Est et le Nord sont les expositions préférées par les glaciers et les cirques. Le massif de Virfu Petri, situé au N. du Tzarcu, moins élevé, mais formé de gneiss granitiques et entaillé par des vallées exposées surtout à l'Est, offre un des plus beaux cirques des Karpates méridionales avec un joli lac (Inchisu, non Nechisu). Malheureusement les éboulis y cachent les traces de moraines.

Groupe du Godeanu. — C'est dans le groupe du Godeanu que nous avons découvert pour la première fois des moraines incontestables (Soarbele). C'est là aussi que M. Schafarzik a trouvé la moraine la plus belle au Nord du Murariu (151, p. 155). La glaciation a été favorisée par l'extension de la plate-forme Boresco. Il n'y a pas eu de grands glaciers de vallées, car les anciens témoins d'érosion étaient réduits à l'état de collines isolées. Le type des hauts sommets qui prévaut est celui du plateau frangé de cirques, qui rarement se touchent et laissent entre eux de larges croupes. Mais, grâce à la prédominance des roches cristallines très diaclasées, ces cirques ont les formes les plus typiques et sont souvent occupés par des lacs.

Le Boresco ne serait qu'un plateau monotone, si des glaciers n'étaient venus prendre possession des têtes de vallées exposées à l'E. et au N. Ainsi se sont formés les deux cirques de Boresco mare et le grand cirque de Galben, entaillant le bloc montagneux comme de gigantesques carrières. Inkey avait déjà signalé le lac et la moraine de Boresco mare, qu'il interprétait comme éboulis. Galben est un cirque complexe, avec quatre ou cinq petits cirques latéraux et trois paliers très nets (fig. 82). Le palier moyen est encombré de dépôts détritiques puissants qui peuvent être morainiques avec vallum attribuables à l'erratique de névé. Ce n'est que dans le palier inférieur, près de la Stina, à une altitude de 1.700 m., qu'on observe de véritables moraines entaillées par le torrent, et nettement visibles du chemin montant à la Stina de Seliveiu.

Le Gugu est assez différent du Boresco. Plus élevé, il a eu cependant des glaciers moins importants. C'est qu'il ne représente qu'une crête relativement étroite, formée par la plate-forme Boresco entre deux vallées du stade Riu Ses. Trois petits glaciers se sont nichés sur le flanc Est du Gugu et ont donné trois cirques : Scaritza, Fatza Paraului et Bran. Le premier et le troisième sont les plus typiques. Ils ont

deux ou trois paliers tourbeux ou même occupés par des lacs. Les roches moutonnées sont très belles à Scaritza. Des stries mal conservées s'observent au-dessus de la Stîna de Bran. Plusieurs vallum sont dus à l'erratique de névé.

De Soarbele à Godeanu, la plate-forme Boreasco, rongée d'un côté par l'érosion de la Cerna, de l'autre par celle du Hideg et du Lăpuşnic, est réduite à une série de hautes croupes entaillées, surtout à l'E., par des torrents parallèles. Chacune des hautes vallées exposée au SE. ou à l'E. a été occupée par un glacier. Nous avons décrit suffisamment Soarbele. Une série de cirques plus ou moins complexes, suivant l'importance du bassin de réception où s'est installé le glacier, se succèdent en allant vers le SW. Aucune carte ne les indiquant, il n'est pas inutile d'en faire connaître les principales particularités. En partant de Soarbele, nous trouvons d'abord Fetzele mainese, cirque simple avec lac déjà très réduit par les éboulis; puis Gărdomanu,



FIG. 82. — *Grand cirque de Galben; vue prise de la Stîna.*

On voit les terrasses morainiques du palier moyen, le rebord moutonné du palier supérieur et plusieurs cirques latéraux.

Un cirque aussi typique avec lac barré par une moraine très nette à une altitude de 1.770 m. (V. fig. 74, p. 237). Une moraine latérale, passant à un vallum incomplet, descend de 1.800 à 1.750 m. Le glacier est sorti du cirque et s'est avancé au moins cent mètres plus bas que le lac. Măcusha est un cirque complexe à deux lobes, qui offrent chacun plusieurs petits cirques latéraux. Les deux grands lobes appelés Tapshana et Stîna mare ont chacun trois paliers. Une butte ayant conservé la forme caractéristique en pointe de flèche des confluent de moraines latérales s'observe à une altitude de 1.500 m. (planche VII, B). Plus bas encore, une Stîna à vaches est établie sur une terrasse ondulée formée par un dépôt détritique qui ne peut être que les restes d'une puissante moraine terminale. Tous les éléments des escarpements des petits cirques s'y retrouvent (micaschistes injectés de quartz, quartzites, pegmatites, amphibolites), alors que la roche en place est un micaschiste assez uniforme. L'altitude de la Stîna est de 1.450 m. Il y a donc eu ici un petit glacier de vallée d'une longueur de plus de 3 kilomètres.

Les hautes vallées de Vlashia, Rădoteasa, Bulzu et Scaritza ont été occupées par

des glaciers moins importants. Des ravinements tout récents s'observent dans la plate-forme Boreasco au-dessus du cirque Scaritza, comme à Soarbele, montrant bien que la glaciation est venue prendre possession des hautes vallées à peine ébauchées. L'influence de la pente des couches se fait sentir dans le fait que les escarpements sont toujours plus marqués sur le flanc Ouest, particulièrement à Rădoteasa. Des dépôts morainiques confus avec plusieurs petits lacs encombrant le fond de Rădoteasa et de Vlășia, jusqu'à un gradin assez accusé vers 1.850 m. Au-dessous s'observent encore des terrasses morainiques jusque vers 1.700 m. La haute vallée de Mocirlu est, avec Măcușa, celle qui a connu la glaciation la plus étendue sur le versant Sud. Les sommets du Murariu et du Godeanu dépassant 2.200 m. sont entaillés de jolis cirques. Celui de Godeanu, exposé à l'E., abrite un petit lac relativement assez profond, barré par un vallum très net, mais en partie creusé dans la roche en place. Des dépôts d'aspect morainique se suivent jusque près de la Stîna, à une altitude de 1.650 m. Il y a eu ici deux petits glaciers de vallée qui ont dû confluer au moment de la plus grande extension.

C'est également autour du Godeanu et du Murariu que l'extension glaciaire a été le plus marquée sur le versant Nord. C'est là que M. Schafarzick a observé la moraine décrite par lui en 1899. J'avais moi-même, dans ma campagne de 1900, reconnu et photographié cette moraine, sans connaître la découverte du géologue hongrois (planche VIII, C). En 1903 j'en ai exécuté un levé topographique sommaire. Ce dépôt vraiment typique se trouve dans la vallée de Cărnăia, à une altitude de 1.650 à 1.700 m., au-dessous d'un véritable cirque à deux paliers. Il y a un double vallum, avec plusieurs dépressions fermées, marécageuses. Au-dessous, la vallée fait un brusque saut, et le torrent s'encaisse dans une gorge sciée dans le palier rocheux que le glacier n'a probablement pas dépassé. Les autres moraines observées par M. Schafarzick dans la même région sont, d'après ses descriptions, celles de Gropitza et Boncica, qui descendent du sommet de Godeanu. Boncica présente un petit cirque latéral exposé à l'Est. Le développement des cirques sur les deux versants a réduit la ligne de partage des eaux à une crête étroite entre Godeanu et Murariu et donne particulièrement au versant Nord du Godeanu un aspect qui rappelle le haut Parângu.

À l'Est du Murariu, la plate-forme Boreasco s'étale encore largement; les vallées du versant N. sont peu développées, et l'empreinte glaciaire n'y est nette que dans les parties les plus élevées exposées à l'E. Tel est le cas des trois petits cirques de Scărishora et Apa Scurtelor. Le cirque de Scărishora est un des plus typiques de toute la région, avec son lac situé à 1.980 m. et entouré d'un vallum morainique. Des roches moutonnées et des terrasses morainiques s'observent plus bas jusqu'à 1.880 mètres.

Conclusions sur la glaciation du massif banatique, limite des neiges éternelles. — Les traces glaciaires disparaissent au SW. du Godeanu. Des indices de cirque existent encore sur le flanc exposé au SE. de Cracu Oslia et du Dragomir; mais dès l'instant où les crêtes



A. — Cirques de Gálcescu (g.) et Gaum drá
vus de Coasta Benghei.



B. — Cirque de Gálcescu et Gaum drá
vus de Coasta Benghei.



C. — Selivein avec ses petits cirques latéraux
vu de Gibanu.

s'abaissent définitivement au-dessous de 1.950 m., on ne trouve plus le moindre indice d'influence glaciaire. Dans les monts du Vâlcân, on chercherait également en vain des cirques, des roches moutonnées, des lacs, ou des dépôts d'apparence morainique. La limite des neiges éternelles ne peut donc, dans le massif banatique, s'être abaissée sensiblement au-dessous de 1.900 m. C'est le chiffre moyen auquel se sont arrêtés Lehmann, Loczy, et que nous avons adopté déjà en 1900 pour le Parângu¹.

Le relief inarticulé du massif banatique, l'extension uniforme de la plate-forme Boresco, enlèvent presque toute importance à la pente moyenne et laissent apparaître nettement l'influence de l'orientation comme facteur des variations locales. La limite des neiges éternelles était certainement plus basse sur les versants exposés au Nord, à l'Est et au Sud-Est, plus haute sur ceux tournés à l'Ouest et au Sud-Ouest. En outre, il apparaît qu'elle était plus élevée dans les hautes vallées centrales que dans les vallées extérieures (faible glaciation du Gugu et du versant Nord de la crête Soarbele-Godeanu).

Mais l'extension glaciaire a dépendu aussi de l'état plus ou moins avancé du ravinement de la plate-forme des hauts sommets. Les grands glaciers du Retiezat se sont développés grâce à la convergence des névés de hautes vallées conjuguées. Le ravinement plus rudimentaire du versant S. de la chaîne du Godeanu ne lui a pas permis de former de glacier pareil, bien qu'il fût favorisé par l'exposition et que la limite des neiges éternelles y fût plus basse de 50 m. au moins.

Ces conclusions s'appliquent à la grande extension glaciaire. Si, comme nous l'avons suggéré, il y eut une seconde extension avec glaciers de cirques, la limite des neiges éternelles devait correspondre aux petits cirques latéraux du Retiezat et être par suite supérieure à 2.100 m.

Le Parângu. — Dans le massif transylvain, plus morcelé que le massif banatique, la glaciation a été plus limitée et dépend plus directement des conditions orographiques. Les glaciers de vallée n'ont apparu que dans le Parângu et les monts de Fogarash. Nous résumerons brièvement les résultats de nos recherches sur le Parângu, qui ont déjà fait l'objet de

1. C'est par erreur que M. Loczy nous attribue l'estimation à 1.600, 1.700 m., de la limite des neiges éternelles au moment de la plus grande extension glaciaire (78, p. 70). Ce chiffre a été donné par nous comme correspondant à la limite orographique ou limite inférieure, non à la limite supérieure ou limite climatique, qui est la seule généralement envisagée (84, p. 56). La limite inférieure correspond à peu près à l'altitude moyenne des extrémités des glaciers (V. RATZEL, *Höhengrenzen und Höhen-gürtel*, *Zeitschr. D. u. Oest. Alpenver.*, XX, 1899, p. 19-67).

publications détaillées (79, 81, 82, 83, 84). Avant nous, Lehmann avait signalé les cirques de la partie hongroise du versant Nord (75). M. Murgoci avait appelé l'attention sur les blocs erratiques de Cărbunele (122). M. Mrazec avait décrit le type des cirques de la partie roumaine (108). Notre relief au 1/25.000 permet de reconnaître facilement les conditions de la topographie (cf. fig. 57, p. 183).

L'extension glaciaire a été maximum au N. et à l'E., minimum au SW. Le grand développement de la plate-forme Boreasco au N. et à l'E. est la cause principale de ces contrastes, que les avantages de l'exposition viennent accentuer (V. fig. 83).

Les deux glaciers les plus importants ont été celui du Lotru et du Jietzu. Le glacier du Jietzu atteignait une longueur de 6 km., grâce à la jonction des glaciers de Geresiu, Roshile et Scliveiu. Une trainée de moraines latérales s'observe à 200 m. au-dessus du fond de la vallée actuelle à Gârbova. La terrasse sur laquelle sont établies les baraques au-dessous du confluent de Gropa Seca (1.200 m.) est considérée par M. Murgoci comme une moraine. L'étude détaillée que j'en ai faite en 1903 m'a conduit à y voir une terrasse fluvio-glaciaire. Les éléments argileux manquent, toute forme de moraine a disparu. Le glacier n'a pas dû s'avancer plus bas que 1.300 m. C'était cependant un véritable glacier de vallée. Ainsi s'explique que le ressaut de pente terminal du cirque ne soit pas très bien marqué, ni à Scliveiu, ni à Roshile, qui sont des cirques complexes à trois paliers, avec plusieurs petits cirques latéraux (4 à Scliveiu) et de nombreux lacs à ceinture de roches moutonnées.

Le glacier du Lotru était au moins aussi important que celui du Jietzu, bien que son bassin d'alimentation fût moins élevé. Les névés de Gauri, Gălcescu, Iezeru et Coasta lui Petresti lui assuraient une surface d'alimentation considérable. Les énormes blocs de gneiss semés sur la pente de Cărbunele, formée de roches vertes, ont été charriés sur 3 km. et supposent un glacier épais de plus de 100 m. La vallée du Lotru a encore à cet endroit l'aspect d'une vallée glaciaire. Ce n'est pas dans une moraine qu'elle s'étrangle au-dessous de Stefanu, comme on pourrait le croire; l'entaille ne montre que la roche en place. Les moraines terminales sont encore à trouver. Le glacier devait finir vers Mereutzu, atteignant une longueur de 6 km. Le surcreusement est manifeste; les torrents de Cibanu, Găuri et Coasta lui Petresti descendent au Lotru en cascades, dans des gorges naissantes sciées dans un gradin très net. Par contre, le gradin terminal manque dans les cirques d'où descendait la masse principale de glace : Gălcescu et Iezeru. Gauri, avec les petits cirques latéraux de Caldarea lui Murgoci et Caldarea lui Ferdinand, est suspendu à 250 m. au-dessus du Lotru. Des lapiez et des dolines y transforment déjà la topographie partout où les cipolins ne sont pas recouverts par les moraines à éléments granitiques. Gălcescu est un des cirques les plus complexes, avec ses petits cirques latéraux à deux et trois étages. Les roches moutonnées y sont aussi belles qu'à Roshile et Scliveiu; on y trouve tous les types de lacs

(lacs de creusement glaciaire à ceinture de roches moutonnées, comme le grand lac Gâlcescu, profond de 10 m. (81), et le chapelet de petits lacs étagés qui s'échelonnent au-dessus, lacs de barrage morainique ou d'éboulis (Lacul lui Pompiliu). Iezeru, avec son lac à demi comblé, était une vallée plus imparfaite, quand le glacier en a pris possession, et depuis sa disparition l'érosion a repris le ravinement de la plate-forme Boresco. Coasta lui Petresti a de jolies roches moutonnées et reste suspendu au-dessus de la vallée de plus de 100 mètres.

La région des sources de la Latoritza a vu, malgré sa faible altitude, une extension

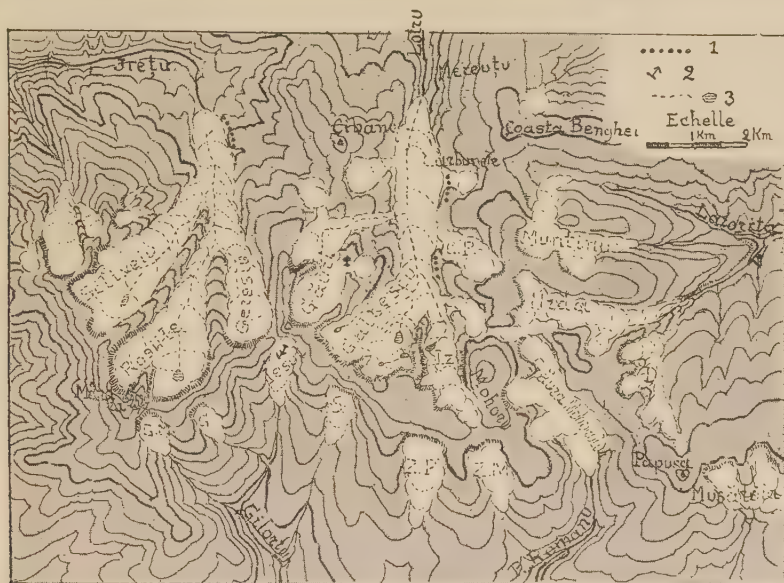


FIG. 83. — Extension glaciaire dans le Haut Parângu.

1, moraines; 2, stries glaciaires; 3, thalwegs actuels dans la région occupée par les glaciers quaternaires et lacs. La surface de ces glaciers est réservée en blanc. Abréviations : GM., Groapa Mândri; G., Gruia; S., Seta; ZP., Zănoaga Plescoiu; ZM., Zănoaga Mohorului; D., Dengheru; CP., Coasta Petresti; Iz., Iezeru.

glaciaire relativement assez importante, grâce au développement de la plate-forme Boresco et à l'orientation vers l'Est des têtes de sources. Ainsi a pu se former le glacier de Urda, long de 3 à 4 km., nourri par les névés de trois petits cirques et confluant peut-être avec l'étroite langue de glace qui descendait dans la vallée de Dengheru, grâce à l'alimentation de deux petits cirques exposés à l'Est. La Stina de Urda est établie à 1.750 m. au milieu de superbes roches moutonnées, sur le bord d'un gradin que la rivière commence à scier. Le glacier n'a pas dû descendre sensiblement plus bas et a stationné ici longtemps. Même disposition dans le glacier de Muntinu, qu'alimentaient les névés de deux petits cirques exposés au nord et qui débordaient probablement par un col bas dans la vallée de Latoritza.

Sur le versant Sud du Parângu, la pente et l'exposition étaient défavorables à l'extension glaciaire. Nous n'avons que des glaciers de cirque à Gropa Mândri, Gruicul, Ieshul, Zânoga Plescoi, Zânoga Mohorului et Mushatoia. Ces petits glaciers ont cependant laissé de superbes roches moutonnées à Ieshul. Ils ont même quelquefois étalé des moraines énormes qui descendent très bas, comme de gigantesques formations d'erratique de névé. Ainsi Zânoga Mohorului, où les moraines entaillées par le torrent ont une puissance de plus de 100 m. A Plescoi, nous avons une roche moutonnée recouverte de moraines à 1.680 m. Le seul glacier de vallée sur le versant Sud a été celui de Gaura Mohorului, qui doit sa formation aux névés de deux petits cirques latéraux entaillés sur le flanc Est de Mohoru. Il a pu atteindre 3 km., descendant par une série de paliers aux rebords moutonnés, jusqu'au-dessous de Papusa, à environ 1.550 mètres.

L'extension maximum que nous reconnaissons maintenant aux glaciers du Parângu est plus grande que nous ne le pensions en 1900. Les chiffres donnés à cette date (83, p. 311) doivent donc être légèrement modifiés. En appliquant la méthode de Penck¹ à la détermination de la limite des neiges éternelles, nous trouvons une moyenne de 1.950 m. (1.950 pour l'exposition Est, 1.940 pour l'exposition Nord, 1.980 pour l'exposition Sud). La faible différence entre le Nord et le Sud montre bien que l'insolation n'est pas le facteur prédominant du relèvement de la limite des neiges; dans le cas présent, si la glaciation a été plus intense au Nord, cela est dû aux conditions orographiques.

Groupes du Surian, du Căndrelu et de Căpățîna. — L'immense extension de la plate-forme Riu Ses, le caractère irrégulier et morcelé de la plate-forme Boreasco, enfin le fait que les seuls massifs où elle existe encore sont situés très loin du bord de la montagne, tout concourait à réduire singulièrement la glaciation dans les groupes du Surian et du Căndrelu. Il semble, en effet, que seuls des glaciers de cirque se soient nichés dans les têtes de vallées exposées au Nord, à l'Est ou au Sud-Est.

Lehmann est le seul auteur qui ait étudié les traces glaciaires de la région. C'est même là qu'il croyait avoir trouvé les faits les plus démonstratifs (75, p. 347-350). Le Căndrelu (2.245 m.) offre trois cirques exposés au N. (Iezeru micu), au NE. (Iezeru mare) et à l'E. (Jiusba). Lehmann décrit le lac du second comme profond de plus de 5 mètres, long de 200, et barré en partie par des éboulis. Un palier inférieur montre

1. *Die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel* (Globus, LXXVIII, 1900, p. 133). La méthode, dérivée de celle de Kurowski pour les glaciers actuels, consiste à prendre la moyenne entre l'extrémité de l'ancien glacier et l'altitude moyenne du pourtour de son bassin d'alimentation.

jusqu'à 1.800 m. des dépôts morainiques avec blocs polis et vaguement striés. Le petit lac du cirque exposé au N. est barré par un vallum considéré comme morainique et bien marqué sur la carte au 1/75.000.

Le Surian est, comme le Căndrelu, un sommet du type Boresco. Un petit cirque en entaille le flanc exposé à l'Est. Le lac situé au pied des escarpements est certainement d'origine glaciaire. Sa profondeur atteint d'après Lehmann 4^m,50; sa longueur, actuellement réduite à 70 m., aurait été autrefois plus que double. Une moraine latérale liée à un vallum complet descend jusqu'à 1.800 m. (75, p. 349-350).

En dehors du Surian et du Căndrelu, de petits glaciers ont existé au Steffleste, où s'observe un cirque typique en forme de niche ouverte au nord, et à Piatra Alba (2.180 m.); le cirque de Gropa rappelle ceux du Tzarcu; il est exposé à l'Est.

Il est possible que dans ces montagnes la limite des neiges éternelles fût plus élevée de 50 m. que dans le Parângu. Aucun glacier n'y atteint la taille de celui de Urda, bien que les hauts sommets aient les mêmes altitudes que le Parângu E. Les cirques n'en sont que plus nets. La forme des cimes dépassant 2.000 m. réalise le plus pur type Boresco.

Au Sud du Lotru, les traces glaciaires disparaissent à peu près complètement. La chaîne de Căpățina, située sur le bord de la montagne, devait avoir la même limite des neiges éternelles que le Parângu. De petits névés ont pu s'y installer au Balota et à Orsu, qui dépassent 2.000 m. Le seul cirque que nous y connaissions est situé sur le flanc Est de l'Orsu. La pente très rapide du versant Nord n'a pas permis le séjour des neiges et la formation de petits glaciers.

Monts de Fogarash. — Il faut franchir l'Oltu pour retrouver dans les monts de Fogarash une extension glaciaire grandiose égalant celle du Retiezat. La chaîne du Negoiu s'y prêtait particulièrement bien. La plate-forme des hauts sommets y est très continue, très élevée et accompagnée de témoins d'érosion dépassant 2.400 m. Une érosion vigoureuse, stimulée particulièrement sur le versant N. par le niveau de base de la plaine de Fogarash, avait multiplié les déchirures faites au haut massif, marquant la place où devaient, dès le début du refroidissement, s'accumuler les neiges éternelles et s'élaborer les névés. Aussi ne saurait-on s'étonner que ce soit là qu'ont été signalées pour la première fois des traces glaciaires.

Entre Ciorta (2.426 m.) et Urla (2.474 m.) la crête principale des Fogarash est rongée des deux côtés par les têtes de sources des torrents, toujours couvertes en

cirques, et réduite presque partout à une arête tranchante constamment supérieure à 2.000 m. Les contreforts sont eux-mêmes réduits à des crêtes étroites sur le versant Sud aussi bien que sur le versant Nord, entre le Negoiu et le Moldovean (Vistea mare). Nulle part les formes alpines ne sont réalisées aussi parfaitement, et l'on comprend que cette région soit visitée par les touristes, qui viennent y chercher les aspects grandioses et pittoresques familiers aux Alpes et aux Pyrénées. Encore le versant Nord est-il seul connu. La cabane projetée par la Société des Touristes roumains sur le flanc Sud du Negoiu n'a pas encore été établie.

Ce n'est pourtant pas sur le versant Nord, malgré les avantages de l'exposition, que l'extension glaciaire paraît avoir été le plus grande, et, malgré son altitude, le Negoiu n'a pas été le point de départ des glaciers les plus longs. Ce sont les vallées de Capra et Buda (Duna du 1/75.000) qui semblent avoir abrité les plus grands glaciers non seulement de la chaîne des Fogarash, mais même des Karpates méridionales.

Glacier de Capra. — Cette région est malheureusement à peu près inconnue. L'ancienne édition de la f. Arpasu de Sus au 1/75.000 et la carte de Szathmari donnent une idée tout à fait inexacte du relief. Les thalwegs eux-mêmes ne sont pas à leur place. L'accès des crêtes est souvent difficile; l'alpiniste y trouverait à exercer ses qualités avec le plaisir de penser qu'il foule parfois une cime vierge. La carte (fig. 84) montre suffisamment l'avantage que possédait cette région sur les environs du Negoiu. La plate-forme Boreasco est partout entaillée sur le versant Nord par des vallées parallèles très profondes et très rapprochées. Chaque vallée a eu son névé et son glacier indépendant, descendant très rapidement jusqu'à la limite inférieure des neiges éternelles. Sur le versant Sud, le réseau hydrographique est plus coordonné; les vallées de Capra et de Buda ont particulièrement un réseau de sources très ramifié, qui manque même à l'Isvoru Negoiului. Leur avantage vient surtout du grand développement des affluents de droite, correspondant à des vallées exposées à l'Est.

Le cirque de Lespezile, les trois grands cirques de Paltinu et les deux cirques de Capra exposés au SE. (Caldarile Iezerului) abritaient des névés dont l'étendue correspond à celle du grand cirque de Bucura. Il faut y ajouter les petits cirques exposés au NW., entaillés sur le flanc de Piscu Negru. Les deux cirques de Capra exposés ESE. étaient le véritable point de départ du grand glacier. Ils répondent au type des cirques en escalier (fig. 85). L'ampleur de la dénivellation qui sépare chaque palier donne une idée de l'importance du névé. Le palier le plus élevé est occupé par deux lacs entourés de roches moutonnées et d'éboulis. Le palier moyen est tourbeux. Des stries superbes signalées en 1899 (79) s'observent sur l'abrupt qui les sépare du palier inférieur. Celui-ci est encombré de dépôts morainiques couverts de gazon; mais un abrupt de 300 mètres le sépare encore du fond de la vallée de Capra, où la Stina se trouve au milieu de roches moutonnées en partie cachées par des éboulis récents. A cet endroit le glacier des Caldari Iezerului venait confluer avec le glacier

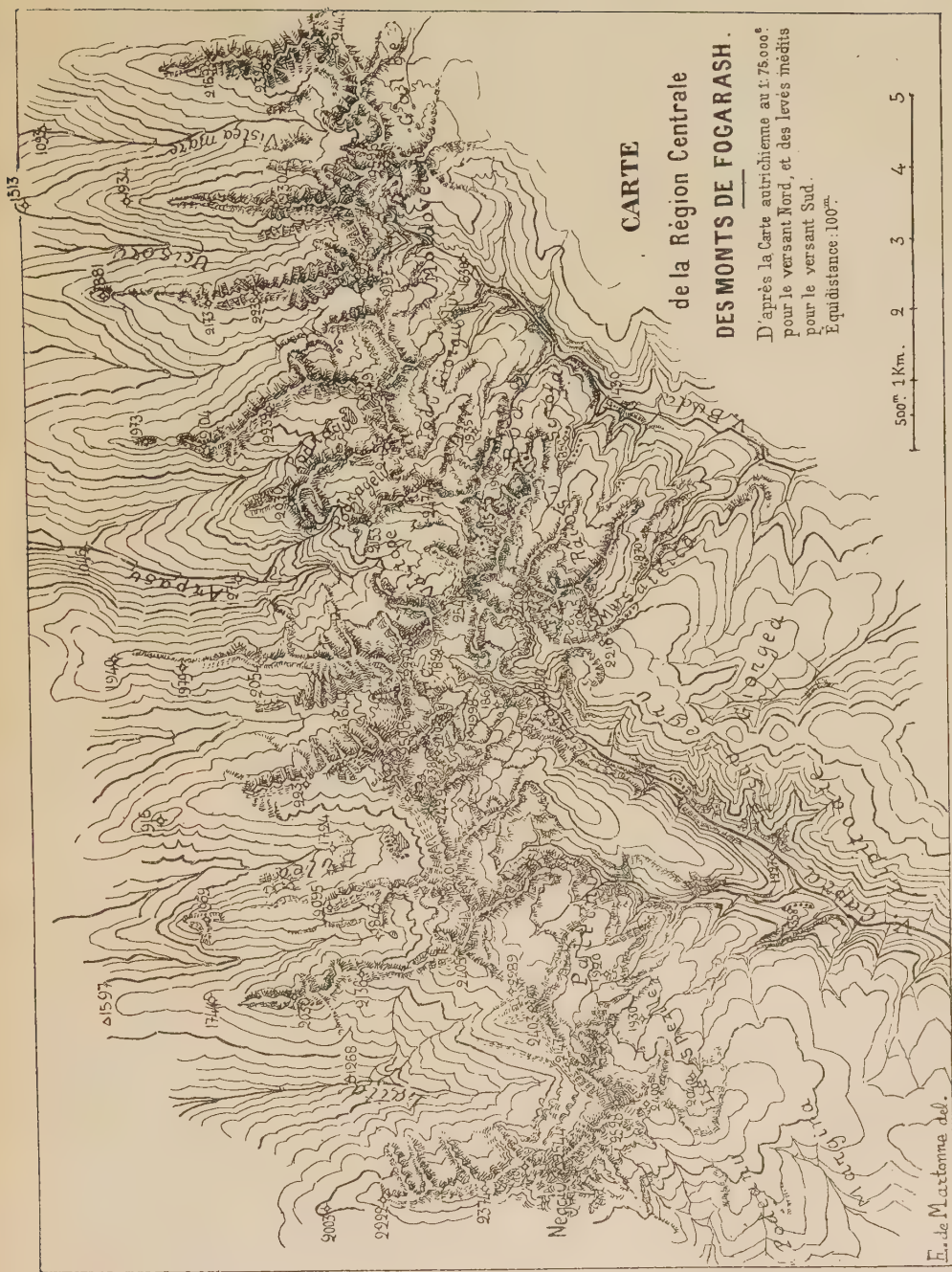


FIG. 84. — Carte des monts de *Fagarash*, *région centrale*, équidistance 100 m. — Échelle : 1/100.000.

Abréviations. — FC., Fundul Capri; VB., Vânătoarea lui Buteanu; FM., Fundul Mushăteici.

de Fundul Capri, formé par les névés de deux petits cirques disposés en oreille et renforcés peut-être par les petits glaciers des cirques de Piscu Negru¹.

Le surcreusement n'est nulle part dans les Karpates aussi net que dans cette vallée de Capra. La figure 85 donne une idée de l'aspect des cirques suspendus à 200 ou 300 m. au-dessus du thalweg et d'où dévalent les torrents, en cascades qui commencent à peine à mordre les seuils rocheux. La présence d'un glacier puissant au

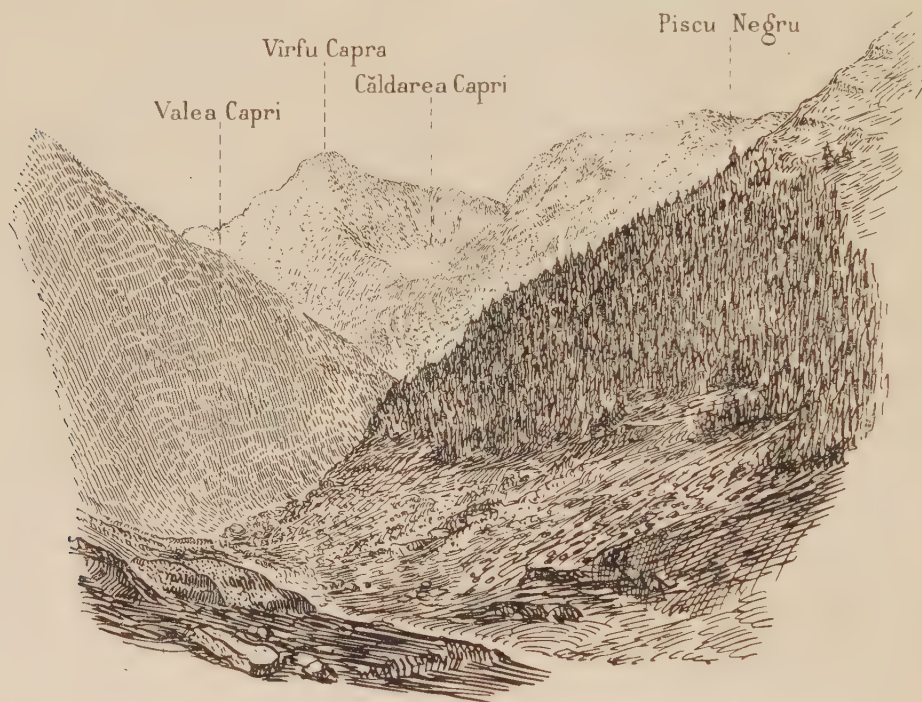


FIG. 85. — Vallée de Capra avec vallée latérale suspendue.

Au premier plan, éboulis et roches moutonnées. — D'après une photographie.

fond de la vallée est attestée par la descente en gradins successifs, dont le rebord est moutonné et que le torrent franchit en bondissant dans une gorge naissante. Au-dessus du gradin le plus bas que j'aie observé, à une altitude de 1.400 m., existe une moraine frontale, signalée déjà en 1900 comme douteuse, mais que je n'hésite plus à classer comme telle. Il est même vraisemblable que le glacier est descendu encore plus bas. En effet, j'ai découvert en 1903 une moraine latérale à une altitude de 1.370 m., environ 100 m. au-dessus du fond de la vallée, près du confluent de Capra avec le torrent de Paltinu. Cachée sous le manteau épais de la forêt, cette moraine

1. J'ai signalé en 1900 un vallum attribuable à l'érratique de névé à Fundul Capri.

ne peut être soupçonnée, et seul un hasard heureux en a amené la découverte. Elle forme une crête séparée du versant Ouest par une dépression très nette, longue au moins de 300 m., orientée dans le sens de la vallée et tombant du côté du thalweg par une pente de 32°. C'est un dépôt détritique, où l'on remarque des blocs énormes de micaschistes purs ou injectés de quartz, d'amphibolites plus ou moins feldspathiques et de calcaires cristallins. Il manque malheureusement un ravinement permettant de voir une coupe fraîche et de reconnaître le facies morainique. Mais, depuis la découverte des moraines de Petrile, il semble qu'aucun doute ne puisse subsister sur la nature de ce dépôt. Lorsqu'on aura déboisé la haute vallée de Capra, on apercevra des trainées morainiques semblables à celles que nous avons reconnues dans le Retiezat. Il paraît donc établi que le glacier de Capra est descendu jusqu'à

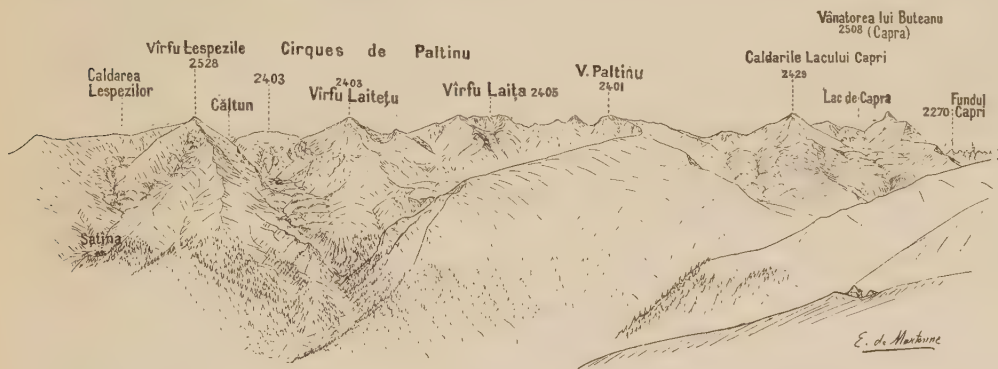


FIG. 86. — Panorama pris de Pîșcu Negru vers l'ENE.

Dessin d'après plusieurs photographies.

1.300 m., confluant avec ceux de Paltinu. C'était un glacier de vallée long de plus de 8 kilomètres.

Le nom de Paltinu s'applique à un complexe de quatre cirques en gradins, suspendus au-dessus de la vallée principale. Le plus méridional abrite, dans son palier supérieur tourné au NE., le joli lac de Căltun, visité par les touristes transylvains, bien qu'il soit sur le versant roumain. Il est probable, mais moins sûr, que le glacier de Lespezile rejoignait aussi le glacier de Capra. La Stîna de Lespezile est établie près d'une terrasse morainique et dominée par des roches moutonnées. Deux cirques à paliers moutonnés, avec fond tourbeux, s'observent au-dessus.

Glaciers de Buda et du Riu Doamnei. — Le glacier de Buda a dû aux mêmes raisons que celui de Capra d'atteindre la taille d'un glacier de premier ordre. Le torrent de Buda a une tête de source très ramifiée, avec un grand nombre d'affluents de rive droite, descendant de vallées exposées à l'ESE., qui ont chacune abrité un glacier (Mushateica, Râiosu, Buda). L'origine du glacier était dans les cirques

de Podu Giorgiului et Moldovean exposés au Sud, au pied des sommets dénommés par la carte autrichienne Ucea Mare et Coltu Vistei Mare.

Le nom de Moldovean s'applique à une série de cirques étagés, les plus typiques et les plus élevés exposés au N., tout l'ensemble groupé autour d'une vallée descendant par quatre gradins successifs vers le SSW. L'érosion des seuils rocheux est assez avancée, les rebords moutonnés des paliers sont entaillés de gorges profondes où se montrent des calcaires et des amphibolites plissés et replissés. La Stîna de Moldovean à 1.580 m. est dominée par de superbes roches moutonnées et établie sur une terrasse morainique. Le nom de Buda s'applique à deux grands cirques à trois gradins orientés au SE., séparés par une arête aiguë. Un ancien lac a occupé le palier moyen du cirque septentrional. Le cirque méridional a encore un lac de 1 à 2 hectares entouré de roches moutonnées (2.030 m.). Deux petits cirques latéraux exposés à l'Est dépen-

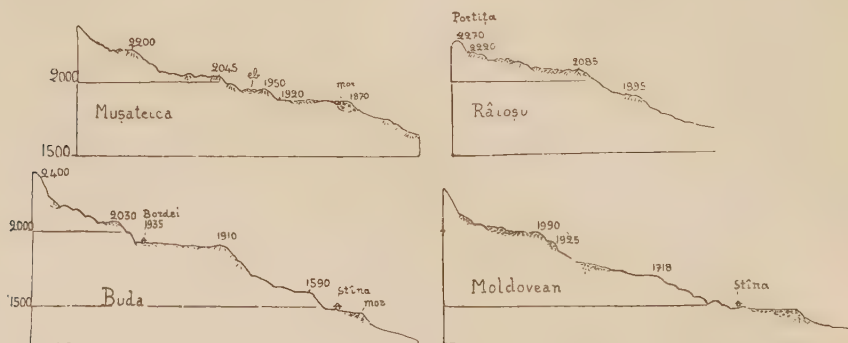


FIG. 87. — *Profils longitudinaux des cirques de la région des sources de Buda.*
Échelle : 1/50.000.

dent aussi de Buda. Une série de terrasses étagées s'observent au-dessus de la Stîna de Buda à une altitude moyenne de 1.700 m. Leur origine morainique ne peut faire de doute, grâce au ravinement profond du torrent qui les montre formées de micaschistes plus ou moins injectés de quartz, calcaires cristallins et amphibolites, alors que la vallée est creusée dans le calcaire. Les cirques de Răioșu, séparés de ceux de Buda par une arête vive, qui s'élargit vers l'aval sous le nom de Scrofa, sont étroits et profonds; la neige y séjourne souvent plusieurs années, et j'y ai trouvé au mois d'août 1903 un véritable petit névé de plus d'un hectare de superficie. Les éboulis s'y entassent, formant de fausses moraines.

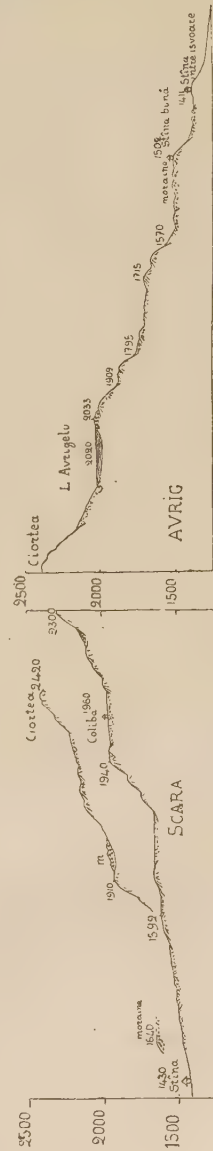
Il paraît certain que les glaciers de Moldovean, Podu Giorgiului, Buda et Răioșu confluaient. Le surcreusement de la vallée maîtresse de Buda n'est pas moins net que celui de Capra. Tous les torrents y descendent par des gorges impraticables. L'érosion post-glaciaire paraît avoir travaillé plus vite que dans la région de Capra, probablement à cause de la grande extension des calcaires et des phyllades micaschisteux. D'énormes cônes de déjection s'étalent au débouché de chaque gorge et amènent

la formation de terrasses qui cachent au fond de la vallée principale les moraines et les roches moutonnées. Mais la nature même de ces terrasses et de ces cônes de déjection dénote les influences glaciaires. Nous avons observé en effet avec surprise qu'ils sont parfois limoneux. Il est impossible de comprendre la formation du limon dans les conditions actuelles. Il ne peut être dû qu'au lavage des moraines de fond.

La jonction du glacier de Mushăteica avec le grand glacier de Buda n'est pas certaine. Une terrasse morainique assez puissante s'étale au bord du palier inférieur de Mushăteica à une altitude de 1.850 m. Le palier moyen, presque entièrement formé de calcaires, peut être cité comme un des meilleurs exemples de la confusion qui résulte des influences glaciaires combinées avec l'érosion karstique récente. Nous y avons observé aussi la formation de fers à cheval d'éboulis sur le bord de névés temporaires (juillet 1903). Les dimensions du glacier de Buda ne peuvent être fixées aussi nettement que celles du glacier de Capra; mais il devait avoir une longueur de 7 km. et descendre jusqu'à 1.400 m. au moins.

Un glacier aussi puissant devait occuper la région des sources du Riu Domnei. La convergence des hautes vallées de Bânda, Galben (au Sud de Piatra Rosie) et Scărishora est en effet remarquable. Le grand cirque de Galben, exposé à l'Est, est le seul qui, par ses dimensions, rappelle les cirques du Parângu. Il est semé de petits lacs et de roches moutonnées et était encore, à la fin de juillet 1903, plein de flaques de neiges. Les cirques de Scărishora sont indiqués avec des lacs sur l'ancienne édition du 1/75.000 autrichien. Vus du sommet de Urla (fig. 89), ils rappellent les cirques de Lespezile. On peut douter si les petits glaciers qui s'y formaient ont pu rejoindre ceux de Galben et Bânda.

Environs de Negoiu, Scara et Avrigh. — Les environs de Negoiu sont connus depuis longtemps des touristes. Mais, malgré leur caractère grandiose, il est peu probable que la glaciation y ait atteint les mêmes proportions que dans la région des sources de l'Argesh. Les vallées du versant N. descendent très rapidement et sont isolées. La haute vallée de Laitza était occupée par un glacier long de 4 kilomètres, alimenté surtout par les névés de petits cirques exposés à l'Est qui entaillent la crête descendant directement au nord du sommet du Negoiu¹.



Les vallées de Sherbota et Sârata avaient aussi des glaciers longs de plusieurs kilomètres, mais moins importants. La Stîna de Sherbota est établie à 1.550 m. sur un vallum de moraine frontale presque complet, passant à une moraine latérale très nette. Le glacier d'Avrig égalait au moins celui de Laitza. Le lac d'Avrig, niché dans le palier supérieur d'un cirque tourné vers le NE., au pied de Ciorteza (2.426 m.), est un des plus jolis des Fogarash. Il est creusé dans la roche en place, mais consolidé par une barrière d'erratique de névé datant de la dernière phase glaciaire. Au-dessous, la vallée descend par trois paliers jusqu'à la Stîna, où s'observe une superbe moraine, tout à fait semblable comme disposition générale à celle de Cârnia, mais située beaucoup plus bas (1.450 m.). Le glacier serait sans doute descendu plus loin, si la pente de la vallée avait été moins forte, et son bassin d'alimentation plus étendu.

La vallée de Scara, qui fait front par un col de 2.100 m. à celle d'Avrig, a eu, bien que située sur le versant Sud, un glacier plus long. M. Murgoci m'a signalé et j'ai



FIG. 89. — Cirques de Scarisova vus de l'Urla.

Dessin d'après une photographie.

retrouvé en 1903 une moraine latérale située sur le flanc Est de la vallée, un peu au-dessous de la Stîna. C'est un bourrelet couvert d'herbe, allongé dans le sens du thalweg, et dont la crête, séparée du versant par une dépression, descend à peine de 10 mètres sur une longueur de 250 m. (1.640, 1.630 m.). Aucune coupe fraîche malheureusement; mais la présence d'un gros bloc de pegmatite et l'analogie avec les cas semblables ne permet guère de douter qu'on ait affaire à un reste de moraine latérale. Elle est située à plus de 100 m. au-dessus du thalweg. Le glacier devait donc probablement descendre jusqu'à 1.450 ou 1.500 m. La pente est beaucoup plus forte au-dessous de la moraine qu'au-dessus, ce qui exclut l'hypothèse d'un éboulis et est un indice de surcreusement. Tous les torrents affluents débouchent en cascades. Ceux du versant Est ont accumulé des cônes de déjection donnant lieu à des terrasses confuses, qui prennent l'aspect de fausses moraines. Ceux du versant Ouest sont occupés à scier des gorges étroites dans un gradin rocheux de plus de 200 m. de haut, au-dessus duquel s'ouvrent des cirques typiques exposés à l'Est. Une moraine latérale passant à un vallum incomplet s'observe sur le bord du palier inférieur du cirque le plus méridional. Le fond même de Scara est formé par un petit cirque à deux paliers, où a dû exister un petit lac actuellement comblé.

C'est à la disposition de son bassin d'alimentation que le glacier de Scara a dû son importance. Malgré l'altitude bien plus élevée du sommet du Negoiu, les glaciers descendant sur son flanc Sud ne semblent pas avoir eu la même extension. Les trois cirques qu'ils ont laissés comme traces sont, en effet, exposés au SW. et descendent en pente très forte. On ne connaît pas de moraine correspondant à celle de Scara.

Glaciers de la partie orientale de la chaîne du Negoiu. — Nous n'insistons pas sur les traces glaciaires du versant Nord, entre le Negoiu et Gălăşescu (2.475 m.). Elles ont été décrites par Lehmann (72). La nouvelle édition du 1/75.000 rend assez bien compte de la topographie; la moraine du joli lac de Bulea est même nettement marquée. Toutes les hautes vallées ont eu leurs glaciers indépendants. Seule la vallée d'Arpasu Mare a abrité un glacier dont le bassin d'alimentation comprenait



FIG. 90. — Cirques de Zerna vus de Curmătura Zernei.

cinq cirques : Podragu avec ses deux lacs, Podragelu, les deux cirques de Vârtopelu, et enfin deux petites niches exposées à l'Est sur la crête descendant du sommet Podu Giorgiului (2.270 m.). Mais la rapide descente du thalweg n'a pu permettre à la langue du glacier d'aller très loin. Le manteau épais de la forêt empêche de reconnaître l'existence de moraines latérales et de décider si le glacier de Vârtope-Podragelu s'arrêtait vers 1.200 mètres ou était rejoint vers 1.100 mètres par le glacier du Podragu.

Les vallées deviennent de plus en plus profondes et séparées à partir de Ucea Mare. Il faut arriver à Urla pour retrouver un complexe de vallées se prêtant, par l'orientation et les conditions de pente, à la formation d'un glacier assez étendu. Au lieu des crêtes déchiquetées qui dominent aux environs du Negoiu, nous retrouvons le type de haut sommet le plus commun dans les Karpates méridionales : la plate-forme Boresco, très élevée et très étendue, est rongée de cirques orientés presque tous au Nord ou à l'Est. La vallée même de Urla est exposée à l'Est et reste plusieurs kilomètres au-dessus de 1.800 m. Aussi a-t-elle été occupée par un glacier long de plus de 3 km. Les conditions sont les mêmes qu'à Urda du Parângu. Le fond plat de la vallée est encombré de dépôts d'origine morainique jusqu'à un seuil moutonné, d'où la rivière

tales de la chaîne du Negoiu; le développement des cirques n'a pas été jusqu'à la réduction de la crête à une arête vive.

Les plus grands glaciers se sont groupés autour du sommet de Iezeru Mare. Nos recherches, contrariées par le mauvais temps, n'ont pu éclaircir la question si les glaciers de Porca, Bâtrina et Piscanu rejoignaient le glacier de Iezeru Mare. Celui-ci descendait par un cirque à trois paliers. Le palier supérieur renferme le lac de Iezeru, profond de plus de 5 mètres et creusé dans la roche en place, bien que sans écoulement superficiel. Des dépôts morainiques s'observent jusqu'à la limite de la forêt, au-dessus de la gorge où s'engage le torrent, à une altitude de 1.750 m.

Les cirques de Oiticu, exposés au Nord, et ceux de Gropa, d'où sort un des affluents du Riu Doamnei, rappellent les cirques du Parângu. Ils contiennent plusieurs lacs de barrage, dus probablement à l'erratique de névé. Les éboulis en fer à cheval abondent dans le palier supérieur, mais de longues croupes herbeuses d'apparence morainique couvrent tout le palier moyen du cirque le plus oriental d'Oiticu. Une moraine frontale typique existe à une altitude de 1.650 m. environ, au point de jonction des torrents des deux cirques de Gropa.

Les Bucegi. — L'altitude des Bucegi, la forme de haut plateau qui y est réalisée surtout au Nord, rendrait assez invraisemblable l'absence de traces glaciaires. Lehmann l'avait visité sans y rien trouver de caractéristique. M. Popovici-Hatzeg est le premier qui ait reconnu l'existence de cirques. J'ai visité d'abord en sa compagnie, puis seul, ce puissant massif. La glaciation y a été moins accentuée que dans les Fogarash, mais a cependant laissé des traces indiscutables. La topographie de la carte autrichienne, pas plus que celle des feuilles récemment parues de la carte roumaine, n'en donnent une représentation exacte.

La pente extraordinairement raide du versant Est ne permettait pas la formation de glaciers en rapport avec les hautes altitudes du plateau qui s'étend de Omu à Furnica. Cependant deux petits cirques typiques s'observent à l'origine de Valea Cerbului, exposés à l'Est et au Nord. (V. Pl. V, C.) Il est difficile de dire jusqu'où pouvait descendre la langue du glacier dans la vallée encombrée par les éboulis récents. La pente des vallées de Moraru, Mălăiești et Găuri est moins forte; aussi se terminent-elles par des cirques plus développés. Le cirque à deux lobes de Mălăiești n'est pas seulement le coin le plus beau et le plus sauvage des Bucegi, c'est celui où les traces glaciaires sont le plus nettes. Il descend par trois gradins (2.050-1.900-1.700 m.) jusqu'à la limite de la forêt. Des éboulis couvrent le palier supérieur, mais des dépôts morainiques entaillés par le torrent encombrant le palier moyen, et un vallum recourbé s'observe à la limite de la forêt (1.720 m.), un peu au-dessus de la cabane du Club karpatique. Le glacier avait deux kilomètres et demi de long. Telle était aussi la taille du glacier de Găuri, qui s'avancait dans une vallée à fond plat, où les éboulis récents masquent la topographie glaciaire, jusqu'au seuil où le torrent s'enfonce brusquement dans une gorge impraticable (1.950 m.).

Les têtes de sources de la Jalomitza exposées au Sud ont elles-mêmes été occupées par de petits glaciers qui ont sculpté des cirques avec roches moutonnées.

Conditions et conséquences de l'extension glaciaire. — Les conditions générales de l'extension glaciaire dans les Alpes de Transylvanie peuvent maintenant être résumées. La limite des neiges éternelles était partout voisine de 1.900 m., plus basse sur le bord qu'au centre de la montagne, plus élevée sur les versants exposés à l'Ouest, Nord-Ouest et Sud-Ouest que sur ceux tournés au Sud-Est, Est et Nord-Est. La prédominance de l'orientation Est des cirques est partout frappante.

Ces contrastes peuvent être dus en partie aux conditions de l'insolation, qui est plus forte à l'Ouest qu'à l'Est. Mais ils sont ici trop accentués pour qu'on ne soit pas fondé à chercher une autre cause. Nous croyons l'avoir trouvée dans la direction des vents pluvieux à Bucarest, station de plaines (87 et 91). Les documents qui nous ont été obligeamment communiqués par M. Hepites montrent que c'est de l'Est et du Nord-Est que vient surtout la pluie. Il en résulte que dans les Karpates les vents plus vieux doivent être surtout des vents d'Est, Nord-Est sur le versant Nord, Sud-Est sur le versant Sud. Ainsi s'explique l'abaissement de la limite des neiges éternelles dans les vallées orientées à l'Est, au Nord-Est et au Sud-Est.

En dehors de ces conditions générales de climat, l'extension glaciaire a été réglée dans les moindres détails par l'allure du relief. Un grand développement de la plate-forme Boreseo à des altitudes voisines de 2.000 m. s'observe dans tous les massifs abondants en traces glaciaires. Les glaciers ont été d'autant plus fournis et plus longs que les vallées étaient plus coordonnées.

Les conséquences de l'extension glaciaire ont été suffisamment mises en lumière. L'aspect des Karpates a été plus ou moins profondément modifié suivant l'intensité de la glaciation. Le type qui prévaut est celui que nous avons appelé le type Boreseo : la plate-forme des hauts sommets s'est conservée frangée de cirques (Boreseo, partie du Retiezat, Tzarcu, Godeanu, Parângu, Surian et Căndrelu, Bucegi et partie orientale des Fogarash). Lorsque la plate-forme des hauts sommets est très élevée, avec d'anciens témoins d'érosion, et que des vallées déjà bien développées ont préparé la place nécessaire aux névés, les cirques se multiplient, réduisant la crête principale et souvent même ses contreforts à des arêtes vives déchiquetées, tandis que des vallées surcreusées avec cirques sus-



B. — Lacet Paseri. Lacet au-dessus du lac.



D. — Iezeru mare (Massif du Iezeru). Lac glaciaire



C. — Palier moyen du Cirque de Oiticu (Massif du Iezeru).



C. — Palier moyen du Cirque de Oiticu (Massif du Iezeru).

pendus sur leurs flancs découpent la montagne sur une largeur de 5 à 10 kilomètres. C'est le type Fogarash, qui domine dans la chaîne du Negoiu, le Retiezat central et une petite partie du Parângu.

Les conséquences de l'extension glaciaire se sont fait sentir plus loin encore. Il est certain que l'alluvionnement en partie limoneux des bassins de Hatzeg, Petrosheni, Fogarash, Haromszeg, est dû en partie au lavage des moraines. Dans la montagne même s'observent parfois des terrasses limoneuses qui peuvent être véritablement qualifiées de fluvio-glaciaires.

Si la glaciation quaternaire n'a pas aussi profondément modifié les Karpates méridionales que les Alpes, elle y a cependant laissé une empreinte vigoureuse et indiscutable.

CONCLUSION

L'étude scientifique du relief des Karpates méridionales ne date que de quelques années. Elle était à peu près impossible avant les travaux géologiques de Inkey, Schafarzik, Mrazec, Murgoci, Popovici, Teisseyre, etc. Elle est encore rendue difficile par l'insuffisance de la cartographie. Nos efforts ont tendu à montrer le sens et la portée des questions qui se posent, à indiquer la solution la plus probable, et à accumuler le plus d'observations possible. Un vaste champ s'ouvre aux recherches futures.

L'étude de la bordure méridionale des Karpates a été poussée assez loin dans ce travail. Elle nous a permis de démêler l'histoire récente du réseau hydrographique en certains points, et a mis en lumière les mouvements du sol qui se sont produits jusque pendant le quaternaire. L'origine tectonique des dépressions subkarpatiques, leur évolution différente en Olténie à l'Ouest et à l'Est du Gilortu, en Munténie à l'Ouest et à l'Est de la Dâmbovitza, sont des questions qui paraissent éclaircies. Toutefois il y aura lieu de reprendre l'étude des terrasses de la dépression de Târgu Jiu, lorsqu'on disposera de cartes topographiques aussi précises que celles qui nous ont servi pour la Munténie.

C'est dans le plateau de Mehedintzi que nous avons appris à connaître les niveaux d'érosion tertiaires du massif des Alpes de Transylvanie. Une étude minutieuse du massif banatique et spécialement des monts du Vâlcân nous a permis de les suivre et d'en indiquer les déformations, qui ont inauguré les cycles d'érosion successifs inscrits dans la topographie. C'est ici que notre carte de l'extension des trois plates-formes Boreasco, Riu Ses et Gornovitz a le plus de précision relative. Elle a été établie pour certaines régions à l'échelle de 1/75.000 (monts du Vâlcân,

groupe Boresco, Godeanu, Retiezat). Pour les monts de la Cerna et la bordure de la dépression de Karansebes, ce travail détaillé reste à faire.

A l'Est du Jiu, les conditions géologiques et topographiques sont plus complexes; les mouvements du sol récents sont de plus en plus accentués vers l'Est. Une étude minutieuse de la région Brezoiu-Titesti serait nécessaire pour fixer exactement l'extension des plates-formes Riu Ses et Gornovitza, elle ne sera possible que quand nous disposerons d'une bonne carte en courbes de niveau. Il reste aussi beaucoup à faire à ce point de vue dans les monts de Fogarash, dont la topographie est si défectueuse en territoire roumain, particulièrement dans le massif du Iezeru. Mais c'est surtout le groupe de Bucegi qui doit être recommandé comme lieu de recherches détaillées. La tectonique doit en être fixée dans les plus grands détails, l'âge des dislocations doit surtout être déterminé. Il semble que cette région de transition participe à la fois aux caractères du massif ancien, dont le relief actuel est surtout dû à des mouvements épirogéniques, et à ceux de la région du flysch, qui est une zone de plissement de type jurassien. Le compromis entre ces deux systèmes est sensible même dans les orientations.

La connaissance des anciens niveaux d'érosion des Alpes de Transylvanie nous a permis d'apporter quelque lumière au problème des vallées transversales qui paraissait jusqu'ici insoluble. Tout au moins avons-nous pu montrer quelles étaient les solutions qui devaient être définitivement écartées, et quelle était la portée de la question. Elle est beaucoup plus grande qu'on ne semble l'avoir cru jusqu'à présent. Le problème des Portes de Fer est lié à l'histoire de la dépression pannonique; celui de l'Oltu, à celle du bassin transylvain et de la basse Munténie; celui du Jiu, quoique plus limité, intéresse à la fois les dépressions subkarpatiques de l'Olténie, le bassin de Petrosheni et celui de Hatzeg. Le champ de nos recherches s'étendait ainsi démesurément; nous n'avons pu qu'effleurer certains points. Les géologues hongrois sauront dans un avenir prochain nous retracer les péripéties de l'histoire des collines tertiaires de Transylvanie. Le bassin de Hatzeg et celui de Petrosheni peuvent aussi faire l'objet de monographies des plus instructives. Nous espérons que ces recherches confirmeront les hypothèses que nous avons présentées avec un cortège de preuves déjà assez imposant.

L'étude des formes des hauts sommets nous a conduit à celle des traces glaciaires. La glaciation des Karpatés méridionales ne peut plus être mise en doute. Elle a été dans certains points plus étendue qu'on ne le

soupçonnait et que nous ne l'avons indiqué précédemment nous-même. Le Retiezat, le haut Parângu et les Fogarash ont connu de véritables glaciers alpins de premier ordre. L'empreinte laissée sur la topographie par cet épisode récent de l'histoire du sol est d'une netteté frappante dans tous les massifs dépassant 2.000 m. et où la plate-forme Boresco est encore conservée. Elle donne deux formes principales de hauts sommets : des plateaux frangés de cirques isolés (*type Boresco*) et des crêtes alpines déchiquetées dues au développement des cirques juxtaposés dans les anciens témoins d'érosion qui dominaient la plate-forme Boresco (*type Fogarash*). Malgré l'attention particulière accordée aux recherches glaciaires, il reste encore beaucoup à faire à ce point de vue.

L'épisode glaciaire n'est important que pour les hauts sommets. La structure générale et les formes des Karpates méridionales sont dues aux dislocations tectoniques anciennes et aux cycles d'érosion tertiaires déterminés par des mouvements épeirogéniques. Tel est en quelques mots le résultat d'ensemble le plus nouveau de nos recherches. Ce résultat suppose la possibilité des soulèvements en masse. Nous ne pouvons conclure ce travail sans dire quelques mots de ce postulat.

L'amplitude totale du soulèvement de la plate-forme Boresco ne dépasse pas 2.000 m.; il s'est fait par saccades et a été accompagné de gauchissements, ou même de ruptures locales (failles ou flexures). Une pareille supposition n'a rien d'in vraisemblable. C'est par des mouvements semblables que MM. Fouqué, Michel Lévy et Fabre expliquent le relief actuel du SE. du massif central français, complètement arasé avant d'avoir subi à la fin du tertiaire le contre-coup des plissements alpins¹. MM. Hayes, Campbell et Davis ont montré par des arguments topographiques et géologiques que les Appalaches ont été soumis pendant le tertiaire à de semblables mouvements de soulèvement avec gauchissement². L'étude du Cascade Range dans le Washington central a conduit MM. G. O. Smith

1. FOUQUÉ, *Le Massif central de la France* (séance publ. des cinq Acad., Paris, 1890). — M. LÉVY, *Situation stratigraphique des régions volcaniques de l'Auvergne* (Bull. Soc. géol. de Fr., 3^e série, XVIII, 1891, p. 688) (Cf. Bull. Service de la carte géol., n° 9). — G. FABRE, *Réunion extraordinaire de la Société géologique dans le Velay et la Lozère* (Bull. Soc. géol. de Fr., 3^e série, XXI, 1894). M. Fabre est le plus explicite à ce sujet. En général les géologues français ont plutôt étudié le jeu des compartiments ou vousoirs entre les failles tertiaires, mais la réalité d'un gauchissement de chacun de ces vousoirs est formellement admise; ce sont les « plis à grand rayon de courbure » de M. Michel Lévy. L'étude géologique précise de ces déformations reste encore à faire.

2. M. W. DAVIS, *The Rivers and Valleys of Pennsylvania* (National Geographic Magazine, I, 1889, p. 183-253). — C. W. HAYES and M. R. CAMPBELL, *Geomorphology of the Southern Appalachians* (Ibid., VI, 1894, p. 63-126); — C. W. HAYES, *The Southern Appalachians* (National Geographic Monographs, n° 7, 1895).

et Bailey Willis à des conclusions analogues; la pénéplaine la plus ancienne (Methow) est portée à des altitudes supérieures à 2.500 mètres¹. M. B. Willis a spécialement étudié la possibilité théorique du gauchissement sous l'influence de pressions tangentielles (p. 92-95). S'appuyant sur les expériences et les analyses mathématiques de Van Hise, Hoskins et Becker, il a montré nettement que les diaclases sont en rapport avec la direction des efforts de compression et avec les changements intimes de structure des roches.

Nous avons déjà noté l'importance des diaclases verticales ou subverticales dans les schistes cristallins des Karpates méridionales et leur rapport avec les phénomènes pétrographiques notés par Schafarzik dans le granit gneissique du Retiezat (chapitre II). Il y a là un ordre de recherches nouveau qui mérite l'attention des pétrographes. La multiplicité des plans de cassure dans les roches anciennes et la facilité qu'elles semblent avoir eu de s'accommoder aux pressions tangentielles par un remaniement intime de leurs éléments, peuvent être considérées comme leur donnant dans certaines conditions une sorte de plasticité capable de se traduire par un gauchissement de la surface topographique. Les roches sédimentaires récentes obéissaient plus directement aux efforts en se plissant ou en se faillant (bassin de Brezoiu, de Petroseni, de Hatzeg, bassins miocènes du plateau de Mehedintzi). La surcharge qu'ils exerçaient pouvait même amener des flexures ou des cassures du massif ancien.

L'analyse mathématique appliquée par Becker à la déformation des cascades montre que l'origine de pareils mouvements du sol doit être cherchée dans les couches les plus profondes de l'écorce terrestre et reste par suite mystérieuse. Le cas des Karpates méridionales est peut-être plus facile à comprendre, si l'on considère que le massif ancien est compris entre deux aires d'affaissement, le bassin pannonique et la plaine valaque. De plus, il est accolé à une chaîne de plissement récent et a subi lui-même à la fin du secondaire un plissement énergique avec charriages. Les mouvements épeirogéniques tertiaires des Alpes de Transylvanie peuvent donc être considérés comme le retentissement affaibli d'efforts orogéniques plus anciens.

Dans les Alpes, si l'interprétation des détails diffère chez les tectoniciens qui ont démontré le charriage, tous sont d'accord pour y voir un

1. *Contributions to the Geology of Washington* (U. S. Geol. Survey, Professional paper, n° 19, 1903). M. Lawson arrive à des conclusions semblables dans l'étude de la Sierra Nevada de Californie (*The Geomorphogeny of the Upper Kern Basin*, Univ. of California, Bul. of Geol., III, 15, p. 291-376, 1904).

phénomène qui s'est produit en profondeur, probablement au-dessous du niveau de la mer et sous une couverture sédimentaire épaisse de plusieurs milliers de mètres¹. Ce n'est qu'après le charriage que la montagne se soulève, comme si le sous-sol avait épuisé tous les procédés dont il pouvait disposer pour s'accommoder aux poussées tangentielles. Le même phénomène semble s'être produit dans les Karpates méridionales, mais plus timidement en quelque sorte et par une suite d'à-coups. Le charriage est ici plus ancien que dans les Alpes; il n'a pas été suivi d'un soulèvement aussi notable, mais ce soulèvement a repris plusieurs fois comme une sorte de coup manqué. Ainsi ont pu se former les divers niveaux d'érosion que nous suivons dans la topographie. Pareille étude est à peu près impossible dans les Alpes, où le soulèvement a été plus brusque et plus ample. Les Karpates méridionales ont pour ainsi dire essayé de se faire chaîne alpine sans y réussir; mais le fait même que l'effort orogénique a été plus lent et plus timide permet d'en enregistrer plus facilement les effets.

Les différences, au premier abord déconcertantes, qui existent entre le charriage des Karpates méridionales et celui des Alpes, peuvent peut-être s'expliquer maintenant. Si nous ne connaissons qu'une nappe charriée, c'est probablement que, le soulèvement ayant été moins intense, l'érosion n'a pas pénétré aussi profondément que dans les Alpes. En tous cas, on peut remarquer que la nappe charriée correspond le plus souvent à la plate-forme Boresco; les fenêtres sont formées par la plate-forme Riu Ses ou la plate-forme pliocène. L'intensité des mouvements récents augmente de l'Ouest à l'Est. Si les monts de Fogarash n'offrent pas de fenêtres, c'est sans doute que le soulèvement en a été plus tardif. L'étude des conditions géologiques et topographiques des monts du Bucegi est nécessaire pour confirmer ce point. Il semble que la région du flysch elle-même témoigne d'un soulèvement épeirogénique récent. Nous ne savons ce qui se cache sous le manteau plissé de flysch crétacé et tertiaire; peut-être y a-t-il là une chaîne alpine en formation qui commence à se soulever.

Si l'on songe combien nos idées sur la formation des chaînes de mon-

1. Signalons seulement parmi les nombreuses publications relatives au charriage des Alpes les suivantes, où l'on retrouvera toujours la même conception : M. LUGEON, *les Grandes Nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse* (Bull. Soc. Géol. de Fr., IV, I, p. 723, 1901) et *Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales* (Annal. de Géogr., X, 1901). — TERMIER, *Quatre Coupes à travers les Alpes franco-italiennes* (Bull. Soc. Géol. Fr., IV, II, p. 411, 1902). — E. HAUG, *les Grands Charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye* (Compte rendu du 9^e Congr. Géol. internat., Vienne, 1903, p. 493). — W. KILLIAN, *les Phénomènes de charriages dans les Alpes delphino-provençales* (Ibid., p. 455).

tagnes ont été bouleversées par les récentes découvertes de la tectonique, combien ces idées sont encore imparfaites et que d'inconnu nous cachent encore les Alpes elles-mêmes, on trouvera peut-être moins téméraires ces hypothèses, inspirées par l'étude morphologique des Karpates méridionales, en dehors de toute théorie géologique préconçue.

Le fait le plus saillant qui semble établi d'une manière certaine peut se résumer en deux mots : *Les Karpates méridionales sont une chaîne plus ancienne qu'on ne l'a cru longtemps ; c'est une fausse chaîne alpine.*

EMM. DE MARTONNE.

Lyon, 30 décembre 1906.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages.
BIBLIOGRAPHIE	I-XV
INTRODUCTION	1
CHAPITRE PREMIER. — <i>Aperçu topographique général, les problèmes</i>	11
Le massif banatique, p. 13. — Divisions du massif banatique, p. 16. — Le massif transylvain, p. 18. — Monts du Lotru, p. 20. — Monts de Fogarash, p. 22. — Monts de Bucegi, p. 24. — Monts du Buzeu, p. 26. — La bordure méridionale des Karpates, p. 27. — La bordure septentrionale des Karpates, p. 31. — Conclusions et questions posées, p. 32.	
CHAPITRE II. — <i>Géologie stratigraphique et tectonique</i>	34
Terrains cristallins, p. 34. — Roches éruptives, p. 36. — Terrains primaires et secondaires non métamorphiques, p. 38. — Le flysch, p. 43. — Le néogène, p. 46. — Aperçu tectonique, p. 50. — Le charriage, p. 53. — Conclusions, p. 59.	
CHAPITRE III. — <i>La zone subkarpatique en Olténie</i>	61
Historique de l'étude de la zone subkarpatique, p. 61. — Distinction entre les dépressions subkarpatiques à l'Ouest et à l'Est du Gilortu, p. 62. — La zone subkarpatique à l'Ouest du Gilortu, disposition du réseau hydrographique, p. 63. — La dépression de Târgu Jiu, terrasse inférieure, p. 66. — Terrasse supérieure, p. 67. — Région Cărbunesti-Bengesti, p. 69. — Conclusions sur la dépression de Târgu Jiu, p. 70. — Les dépressions subkarpatiques à l'Ouest du Jiu, vue d'ensemble, p. 71. — Origine tectonique de la zone subkarpatique, environs de Tismana, p. 72. — La plate-forme de Gornovitz, p. 74. — Conclusions, p. 77. — Les dépressions subkarpatiques entre Gilortu et Oltu, Novaci, p. 80. — Polovraci, p. 81. — Capture de l'Oltetzu, p. 82. — Horezu-Slatina, p. 84. — Remaniements du réseau hydrographique, p. 86. — Conclusions générales sur la zone subkarpatique, p. 88.	
CHAPITRE IV. — <i>La zone subkarpatique en Munténie</i>	91
Dépressions subkarpatiques des Fogarash, p. 91. — Nature et extension des dépressions subkarpatiques à l'Est de la Dâmbovitza, p. 92. — Origine tectonique des dépressions subkarpatiques de Munténie, p. 93. — Les deux terrasses de Valeni et leur importance anthropogéographique, p. 95. — Nature des terrasses, p. 96. — Traces d'un relief de maturité en rapport avec la terrasse supérieure, p. 100. — Pente des terrasses, conclusions à en tirer, p. 101. — Rapport de la terrasse inférieure avec la terrasse de la plaine de Munténie, p. 103. — Les collines de Ploiesti, leur importance pour l'histoire de la région subkarpatique, p. 106. — La dépression de Vrancea, caractères physiques et anthropogéographiques, p. 109. — La basse terrasse et sa déformation, p. 112. — La haute terrasse, p. 114. — Raccordement de la haute terrasse avec la plaine, p. 116. — Remaniements du réseau hydrographique, p. 116. — Généralité du phénomène de déformation des terrasses, p. 117. — Conclusion sur la zone subkarpatique, p. 118.	
CHAPITRE V. — <i>Le plateau de Mehedinți</i>	121
Historique, p. 121. — Topographie du plateau de Mehedinți, p. 122. — Structure géologique du plateau de Mehedinți, caractère de pénéplaine, p. 123. — Continuation du	

plateau de Mehedinți au Sud du Danube, p. 124. — Transformation de la pénéplaine, p. 126. — Phénomènes de Karst, captures souterraines, p. 127. — Age de la pénéplaine, étude nécessaire des bassins tertiaires, p. 129. — Bassins tertiaires au Nord du Plateau de Mehedinți, p. 129. — Bassin de Bahna, p. 130. — Plate-forme de Bahna, p. 132. — Bassins de Dubova et Milanovac, p. 133. — Conclusions tirées de l'étude des bassins tertiaires, p. 134. — Les Portes de Fer, difficultés du problème, p. 135. — Age récent du défilé, p. 138. — Causes probables de la percée, p. 139. — Conséquences de la percée danubienne, p. 140. — La bordure orientale du plateau de Mehedinți, plate-forme miocène, p. 140. — Rapport du plateau de Mehedinți avec la plate-forme de Gornovitza, p. 142. — Evidence du mouvement pliocène, p. 143. — Conclusions, p. 143.	
CHAPITRE VI. — <i>Le massif banatique</i>	145
Le problème des hautes Karpatés, p. 145. — La plate-forme des hauts sommets, p. 146. — Plate-forme des vallées et plate-forme pliocène, p. 148. — Méthode de l'étude morphologique, p. 150. — Le groupe du Godeanu, grande extension de la plate-forme Boreasco, p. 151. — Le Retezat, témoins d'érosion, p. 155. — Le groupe du Tzarcu, extension de la plate-forme Riu Ses, p. 156. — La plate-forme Riu Ses au Sud du bassin de Hatzeg, p. 160. — Dislocation du flanc Nord du Retezat, p. 161. — Le pliocène de Hatzeg, p. 162. — Le bassin de Petrosheeni et la terrasse pliocène, p. 163. — Les monts du Vâlcân, grand développement de la plate-forme Riu Ses, p. 166. — La plate-forme pliocène et son rapport avec la plate-forme Riu Ses, p. 171. — Gauchissement de la plate-forme Riu Ses, p. 173. — Monts de la Cerna, p. 175. — Conclusions sur le massif banatique, p. 178.	
CHAPITRE VII. — <i>Le massif transylvain</i>	180
Complexité et difficulté de l'étude du massif transylvain, p. 180. — Extension de la plate-forme Boreasco dans le Parângu, p. 181. — Plates-formes Riu Ses et Gornovitza, p. 182. — Groupes du Surian et du Căndreleu, grande extension de la plate-forme Riu Ses, p. 184. — Les chaînes de Căpățina, p. 188. — Le bassin de Brezoiu-Titești, dislocations tertiaires, p. 190. — Les monts de Fogarash, p. 193. — Le massif de Iezeru, p. 196. — Les monts de Bucegi, p. 198. — Continuation probable de la plate-forme pliocène dans la zone du flysch, p. 200. — Conclusions, p. 202.	
CHAPITRE VIII. — <i>Les vallées transversales</i>	203
Sens du problème, p. 203. — La question du Jiu; historique, p. 204. — La gorge du Surduc, p. 204. — Hypothèses sur le réseau hydrographique miocène, p. 206. — Le bassin de Petrosheeni du pliocène au quaternaire, p. 208. — La capture pliocène et ses causes, p. 210. — Le déblaiement du bassin de Hatzeg, p. 213. — Conclusions sur le réseau hydrographique du massif banatique, p. 216. — Le problème de l'Oltu; historique, p. 217. — Les conditions de la vallée de traverse, p. 218. — Evidence d'un ancien écoulement vers le Nord, p. 219. — Existence de la percée au quaternaire; les terrasses, p. 220. — Renversement du drainage au pliocène, p. 220. — Affaissement de la Munténie, p. 222. — Les terrasses de l'Oltu, p. 223. — Exhaussement et érosion du bassin transylvain, p. 224. — Formation des bassins de Haromszeg et Fogarash, p. 225. — Changements récents au profit du Marosh, p. 227. — Conclusion sur l'Oltu, p. 228.	
CHAPITRE IX. — <i>Les influences glaciaires et les formes de hauts sommets</i>	230
Historique, p. 230. — Preuves de l'extension glaciaire, stries et roches moutonnées, p. 232. — Les moraines, p. 233. — Les cirques et leur liaison avec le phénomène glaciaire, p. 238. — Diverses formes de cirques dans les Alpes de Transylvanie, p. 242. — Traces glaciaires et reliefs du Haut Retezat, p. 246. — Petrile et ses moraines, p. 248. — Bucura, p. 250. — Groupe du Tzarcu, p. 252. — Groupe du Godeanu, p. 254. — Conclusions sur la glaciation du massif banatique, limite des neiges éternelles, p. 256. — Le Parângu, p. 257. — Groupes du Surian, du Căndreleu et de Căpățina, p. 260. — Monts de Fogarash, p. 261. — Glacier de Capra, p. 262. — Glaciers de Buda et Riu Domnei, p. 265. — Environs de Negoiu, Scara et Avrig, p. 267. — Glaciers de la partie orientale de la chaîne du Negoiu, p. 269. — Massif du Iezeru, p. 270. — Les Bucegi, p. 271. — Conditions et conséquences de l'extension glaciaire, p. 272.	

LISTE DES FIGURES

	Pages.
FIGURE 1. Evolution des conceptions sur la tectonique des Karpates méridionales, d'après Inkey (1884), Schafarzik (1903), et Murgoci (1906)	51
— 2. Coupes dont l'interprétation a conduit à la conception du charriage	55
— 3. Panorama pris des hauteurs entre Brebina et Motru vers le Nord, montrant l'extrémité du lambeau de recouvrement de micaschistes conservé dans un synclinal.	57
— 4 et 5. Cartes des dépressions subkarpatiques à l'Ouest et à l'Est du Jiu	64-65
— 6. Deux profils longitudinaux de la dépression subkarpatique	72
— 7. Coupe de Dealu Sporesci 1/100.000.	74
— 8. Plate-forme de Gornnovitza vue de Celeiu.	74
— 9. Le bord des monts du Vâlcan, vu de Dealu Sporesci	75
— 10. Schéma de l'évolution de la zone subkarpatique	77
— 11. Coupe de l'anticlinal de Sacel d'après Murgoci.	80
— 12. Dépression subkarpatique, terrasse et gorge de Polovraci, vue prise de Ciuper-ceni	81
— 13. Coupe Olletzu-Terea	83
— 14. Dépression subkarpatique de Horezu vue du sentier Vaideni-Balota	85
— 15. Remaniements du réseau hydrographique dans la zone subkarpatique	88
— 16. Coupe de la dépression subkarpatique de Arefu	92
— 17. Extension du salifère d'après Mrazec et Teisseyre	94
— 18. Carte de la région de Valeni, échelle 1/200.000	95
— 19. Coupes transversales des terrasses du Teleajen.	97
— 20. Profil longitudinal de la vallée et des terrasses du Teleajen.	101
— 21. Profils longitudinaux comparés des thalwegs et des terrasses de Prahova et de Doflana.	103
— 22. Trois panoramas de la dépression de Vrancea pris de Dealu Burdacu et D. Dumi.	104
— 23. Carte de la dépression de Vrancea 1/200.000	111
— 24. Coupes des terrasses de la Putna	113
— 25. Profils comparés des thalwegs et des terrasses de Putna et Sushitza	114
— 26. Profils comparés du thalweg et des terrasses du Râmnic, du Niscov et du Buzeu.	119
— 27. Carte géologique du plateau de Mehedintzi, des monts de la Cerna, de la région des Portes de Fer et du Miroci Planina, d'après MM. Schafarzik et Murgoci	125
— 28. Trois coupes du bassin tertiaire de Ponoare, éch. 1/25.000	130
— 29. Coupes du bassin tertiaire de Bahna, éch. 1/15.000 et 1/20.000	131
— 30. Plate-forme de Bahna vue de la montée Bahna-Ciresu	132
— 31. Coupe et carte géologique du défilé de Kasan avec le bassin de Dubova	133
— 32. Panorama et coupe du bassin de Milanovac	135

FIGURE 33. Trois panoramas du plateau de Mehedinți, vues prises de Piatra Cloșanilor et Sulitza	136
— 34. L'entrée du petit Kasan vue de Ogradina	138
— 35. Bord oriental du plateau de Mehedinți, contact du cristallin et du tertiaire vue prise au-dessus de Illovitza	141
— 36. Panorama pris des hauteurs entre Brebina et Motru vers le Sud (plate-forme pliocène et plateau de Mehedinți).	142
— 37. Cônes de déjection emboîtés dans la vallée de Cosustea	143
— 38. Jeunesse des vallées du massif banatique	149
— 39. Panoramas divers du massif banatique montrant la maturité des hauts sommets, vues prises : A, de Virfu Blojului; B, de Virfu Petri; C, de Piatra Cloșanilor	152
— 40. La chaîne du Godeanu, vue du Plaiu Cloșanilor	154
— 41. La plate-forme de Soarbele vue de l'Oslia	155
— 42. Profils transversaux de la dépression Hideg-Riu mare	157
— 43. Réseau hydrographique au S-W. du Godeanu, captures imminentes ou accomplies aux dépens du Riu Ses	158
— 44. Profils des crêtes du Retiezat, montrant la continuité de la plate-forme Riu Ses, éch. 1/100.000	159
— 45. Panorama du bord septentrional du Retiezat pris du bassin de Hatzeg, montrant les facettes, les terrasses pliocènes et le massif calcaire de P. Măcești	161
— 46. Coupe de la vallée du Sibisel dans le bassin de Hatzeg	162
— 47. Bassin de Petroșeni et partie orientale du massif du Retiezat vus de Shigleu	164
— 48. La plate-forme Riu Ses sur le bord des monts du Vâlcău entaillée par la Bistrița, vue prise du Plaiu Brostenilor	167
— 49. Trois panoramas des monts du Vâlcău pris du Plaiu Brostenilor; A, au-dessus de Brosteni; B, de Padesiu; C, de Piatra Brostenilor	168-69
— 50. Panorama des monts du Vâlcău pris de Piatra Arcanu	170
— 51. Panorama des monts du Vâlcău pris de Prislope	171
— 52. Vue prise du col entre les Shigleu	172
— 53. Profil des crêtes des monts du Vâlcău	174
— 54. Panorama pris du plateau de Ponoare vers le N.-W. montrant la montée de la plate-forme Riu Ses jusqu'à la Cerna	175
— 55-56. Extension des niveaux d'érosion et déformation de la plate-forme Riu Ses.	177
— 57. Carte du Păringu oriental montrant l'extension de la plate-forme des hauts sommets et la disposition des cirques	183
— 58. Profils du bord N. des Carpates : A, près de Hermannstadt; B, près de Mühlbach	185
— 59. Série de profils perpendiculaires aux vallées du Riu Sătului et Riu Sebes	187
— 60. La vallée transversale de l'Oltu et le bassin de Brezoiu Titești, d'après Redlich Murgoci et des recherches personnelles	192
— 61. Vue lointaine des monts de Fogarash (versant S.)	193
— 62. Profils des crêtes des Fogarash (versant S.)	195
— 63. Panorama des monts de Fogarash (versant S.), vue prise de Virfu Flori au S. du Negoiu	200
— 64. Topographie d'un fragment de terrasse en voie de transformation dans une boucle du Jiu au S. de Păis	205
— 65. Vallée transversale du Jiu, vue de la Stina de Dumitra	207
— 66. Panorama de la vallée du Jiu pris de V. Plesii	208
— 67. Coupes des terrasses du Jiu dans le bassin de Petroșeni	209
— 68. Vue prise de la terrasse de Bumbesti montrant l'encaissement du Jiu dans le granit et la large vallée du Sadu	213
— 69. Débouché du défilé de l'Oltu sur le versant S., vue prise du Cozia	219
— 70. Terrasses de l'Oltu en Roumanie	225
— 71. Carte topographique de Soarbele, réd. de l'original au 1/10.000, éch. 1/35.000	234
— 72. (Photo.) Topographie morainique dans la partie moyenne de Soarbele	235
— 73. (Photo.) Le fond du cirque de Soarbele avec le dernier vallum de morainestadial	236

FIGURE 74. (Photo.) Lac et moraine de Gărdomanu	237
— 75. Les trois seuls lacs sondés des Karpates méridionales : Gălcescu, Zănoga et Bucura	241
— 76. Cirque à gradins étagés (Capra), dessin d'après une photographie	243
— 77. Crête alpine résultant du développement des cirques, monts de Fogarash, vue prise de Riosu	245
— 78. Carte du Retiezat central, montrant l'extension des cirques la position des lacs et des moraines; éch. 1/100.000.	247
— 79. Carte de la vallée glaciaire de Petrile, échelle 1/50.000.	249
— 80. Profil longitudinal et profils transversaux des paliers II et III de Petrile	249
— 81. Cirques du versant Nord du Tzarcu vus de Jigora	253
— 82. Grand cirque de Galbenu vu de la Stina	255
— 83. Extension glaciaire dans le haut Paringu	259
— 84. Carte des monts de Fogarash, région centrale, échelle 1/100.000	263
— 85. Vallée de Capra avec vallée latérale suspendue	264
— 86. Panorama pris de Piscu Negru vers l'E.-N.-E., cirques de Lespezile, Paltin, Capra, dessin d'après photographie	264
— 87. Profils longitudinaux des cirques de la région des sources de Buda, éch. 1/50.000.	266
— 88. Profils des vallées glaciaires de Scara et Avrig	267
— 89. Cirques de Scarishora vus de Urla, dessin d'après une photographie	268
— 90. Cirques de Zerna vus de Curmatura Zernei	269
— 91. Carte schématique du massif de Tezeru indiquant la position des cirques et les moraines principales, éch. 1/150.000	270

LISTE DES PLANCHES

PLANCHE I.	A. Escarpement de conglomérats crétacés avec gros blocs calcaires près du sommet de Omu (Bucegi).
	B. Ravin dans les conglomérats crétacés, flanc Est du massif de Bucegi.
	C. Gorge de la Dâmbovicioara dans les calcaires tithoniques, débouché dans le bassin de Podu Dâmbovitzei.
— II.	A. Virfu lui Fuké (cirque de Găuri dans le Paringu), escarpements de calcaires cristallins et serpentines.
	B. Caldarea lui Murgoci, petit cirque dans les calcaires cristallins avec serpentines (massif du Paringu).
	C. Gorge de l'Oltetzu dans le massif calcaire de Polovraci.
	D. Crête de Piatra Craiului, calcaire tithonique redressé.
— III.	A. Perte de rivière au pied d'un « cornet » calcaire. Creusement du lit dans les alluvions tourbeuses de polje. Région karstique du plateau de Mehedinți près Cerna virfu.
	B. Dolines et lacs temporaires à Ponoare. Région karstique du plateau de Mehedinți.
— IV.	A. Ravinement des cailloutils pliocènes avec terra rossa au-dessus de Runcu.
	B. Gorge du Sohodelu dans la plate-forme de Runcu.
	C. Relief des grès sénoniens à Brezoiu (v. Lotru).
	D. Reliefs de la brèche de Brezoiu et du Sénonien à Valea Calinestilor.

PLANCHE IV'. *Trois panoramas des grandes vallées transversales des Alpes de Transylvanie* (dessins à la chambre claire).

- A et B. Vallée de l'Oltu et bassin de Brezoiu Titesti, vues prises de Poiana Sulica.
 C. Vallée du Jiu (Surduc), vue prise de Jaru Dumitri.
- V. A. Panorama des sources du Suculețu (massif du Tzarcu). Plate-forme des hauts sommets, cirque glaciaire en partie transformé par l'érosion torrentielle.
 B. Vue d'ensemble du massif de Tzarcu, panorama embrassant un horizon de 110°. Plate-forme des hauts sommets frangée de cirques, à gauche couloir Hîdeg-Rîumare (plate-forme Rîu Ses).
 C. Le Caraiman (massif du Bucegiu). Plate-forme nivelant les conglomérats crétaqués inclinés vers l'Ouest. Petit cirque glaciaire, escarpements dominant la Prahova. Vue embrassant 120°.
- VI. A. Terrasses quaternaires de l'Oltu à Căineni.
 B. Gorge du Surduc. Vallée transversale du Jiu.
- VII. A. Soarbele, moraine de la Stîna, à dr. escarpement de calcaire tithonique.
 B. Coupe de la moraine inférieure de Soarbele.
 C. Roche moutonnée à Gălcescu (Paringu).
- VIII. A. Fond du cirque de Găuri. Fausses moraines (erratique de névé), lac d'éboulis, escarpements de Politze (Coasta lui rusu).
 B. Moraine de Stîna mare vue de l'aval.
 C. Vallée de Cărnăia avec sa moraine, vue de l'amont en descendant de Murariu.
- IX. *Panoramas du Retezat.*
 A. Le versant N., vue prise de Lolaia, vallées glaciaires de Petrile et des deux Galeshu.
 B. Grand cirque de Bucura avec son lac (à g.), cirque Petrile et sommet du Retezat (à dr.). Crêtes alpines dues au rapprochement des cirques. Vue prise au-dessus du col de Bucura.
 C. Cirque et lac de Bucura, vue prise du col de Bucura.
 D. Cirque de Petrile, palier supérieur, vue prise du col de Bucura; à g., Virfu Retezat.
- X. A. Cirques de Galescu et Gauri vus de Coasta.
 B. Gălcescu vu de Cărbunele (Paringu).
 C. Sciveiu avec ses cirques latéraux vu de Cibănu (Paringu).
- XI. A. Grand lac de Gălcescu et petits lacs l'accompagnant; au fond Culmea lui Take, crête étroite séparant Gălcescu de Iezeru.
 B. Lacul Paseri, lac à ceinture de roches moutonnées au-dessus du grand lac de Gălcescu.
 C. Palier moyen du cirque de Oitici (massif de Iezeru), trainées morainiques.
 D. Iezeru mare, lac glaciaire sans écoulement superficiel (massif de Iezeru).

ERRATA

P. 44, ligne 10,	lire :	<i>à la base, conglomérat gréseux, au-dessus un bloc calcaire</i>	au lieu de :	<i>à la base, conglomérat gréseux, au-dessus d'un bloc calcaire.</i>
P. 64, dans la figure,	—	<i>Gureni</i>	—	<i>Bureni.</i>
P. 67, ligne 27,	—	<i>Cândesci</i>	—	<i>Candesci.</i>
P. 97, fig. 19	—	<i>Valea Gălacu</i>	—	<i>Galăcu.</i>
— —	—	<i>Piscu Găinei</i>	—	<i>Piscu Găimei</i>
— —	—	<i>Pădurea Cazacu</i>	—	<i>Paduna Cazacu</i>
— —	—	<i>P. Vărbilău</i>	—	<i>P. Vărbilăr.</i>
P. 102, ligne 21	—	<i>la figure 21</i>	—	<i>la figure 22.</i>
P. 103, fig. 21, légende,	—	<i>même échelle que figure 20</i>	—	<i>figure 19.</i>
P. 111, fig. 23,	—	<i>d'après la carte... au 1/50 000</i>	—	<i>au 1 : 100 000</i>
P. 152-153, fig. 39,	—	<i>Virfu Petri</i>	—	<i>Virfu Petrior.</i>
P. 154, ligne 6,	—	<i>Virfu Petri</i>	—	<i>Virfu Petrior.</i>
P. 155, av.-dern. ligne,	—	<i>fig. 44, p. 159</i>	—	<i>fig. 38, p. 149.</i>
P. 158, fig. 43, légende,	—	<i>réseau hydrographique au SW. de Godeanu</i>	—	<i>au saut du Godeanu.</i>
P. 202, ligne 24,	—	<i>la région des Bucegi</i>	—	<i>du Bucegi.</i>
P. 224, lignes 23-24,	—	<i>du mouvement pliocène, qui détermina</i>	—	<i>du mouvement pliocène et qui détermina.</i>

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Géologie. — *Les phénomènes de charriage spécialement dans les Karpates.*

Botanique. — *Géographie botanique des Karpates.*

Vu et approuvé :

Paris, le 11 avril 1907.

LE DOYEN DE LA FACULTÉ DES SCIENCES,

PAUL APPELL.

Vu et permis d'imprimer :

LE VICE-RECTEUR DE L'ACADÉMIE DE PARIS,

L. LIARD.

SOCIÉTÉ ANONYME D'IMPRIMERIE DE VILLEFRANCHE-DE-ROUERGUE

Jules BARDOUX, Directeur.